

PHẠM NGỌC HỒ
ĐỒNG KIM LOAN – TRỊNH THỊ THANH

GIÁO TRÌNH CƠ SỞ MÔI TRƯỜNG KHÔNG KHÍ



NHÀ XUẤT BẢN GIÁO DỤC VIỆT NAM

PHẠM NGỌC HỒ
ĐỒNG KIM LOAN – TRỊNH THỊ THANH

Giáo trình
CƠ SỞ MÔI TRƯỜNG KHÔNG KHÍ

NHÀ XUẤT BẢN GIÁO DỤC VIỆT NAM

**Công ty Cổ phần sách Đại học - Dạy nghề – Nhà xuất bản Giáo dục giữ quyền
công bố tác phẩm.**

Lời nói đầu

Cơ sở Môi trường không khí là giáo trình được các tác giả giàu kinh nghiệm biên soạn trên cơ sở các bài giảng cho sinh viên ngành Môi trường ở Trường Đại học Khoa học Tự nhiên – Đại học Quốc gia Hà Nội trong vòng 10 năm qua (kể từ khi Khoa Môi trường được thành lập năm 1995 – Khoa đầu tiên hình thành trong hệ thống đào tạo chính quy ngành Khoa học Môi trường ở nước ta). Nội dung của giáo trình không chỉ phản ánh những kiến thức cốt lõi của môn học theo **Chương trình khung đã được Bộ Giáo dục và Đào tạo thông qua** mà còn chứa đựng một số nội dung nâng cao, giúp sinh viên hiểu biết sâu, rộng về môi trường không khí. Vì vậy, giáo trình được sử dụng làm tài liệu chính thức trong giảng dạy và học tập cho sinh viên ngành Môi trường thuộc các trường đại học trong hệ thống Đại học Quốc gia cũng như các trường đại học, cao đẳng trên phạm vi cả nước.

Giáo trình gồm 5 chương:

Chương 1 và 2 trình bày về các thành phần của môi trường không khí và cấu trúc khí quyển như sự hình thành lớp khí quyển Trái Đất; cấu trúc của khí quyển theo chiều thẳng đứng; các yếu tố khí tượng và quy luật biến đổi của chúng theo độ cao, ảnh hưởng trực tiếp đến các quá trình khuếch tán và lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí.

Chương 3 trình bày các nguồn phát thải gây ô nhiễm, bao gồm các nguồn tự nhiên và nhân tạo, cũng như các chất gây ô nhiễm dưới dạng hạt (bụi, sol khí) và các khí (SO_2 , CO , NO_x , O_3 , H_2S v.v...). Đặc biệt, phương pháp mô hình hoá toán học để mô phỏng tính toán và dự báo quá trình lan truyền các chất ô nhiễm trong lớp biên khí quyển có xét đến ảnh hưởng của các yếu tố khí tượng, tầng kết nhiệt (độ ổn định của khí quyển) và địa hình được trình bày khá chi tiết, giúp bạn đọc hiểu được bản chất vấn đề và biết ứng dụng để giải quyết các bài toán thực tiễn về bức tranh phân bố nồng độ chất ô nhiễm trong môi trường không khí.

Chương 4 trình bày các khái niệm và định nghĩa liên quan đến các hiện tượng suy giảm tầng ôzôn, lỗ thủng ôzôn ở tầng bình lưu vùng cực, sự gia tăng nồng độ ôzôn trong tầng đối lưu; sự gia tăng khí nhà kính ảnh hưởng đến biến đổi khí hậu toàn cầu; các hiện tượng mưa axit và lắng đọng axit gây ô nhiễm nghiêm trọng môi trường đất, nước và các hệ sinh thái. Đây là những hiểm hoạ đã và đang diễn ra nghiêm trọng trên phạm vi toàn cầu, ảnh hưởng trực tiếp đến

cuộc sống của nhân loại và thế giới sinh vật. Các chương trình hành động nhằm giảm thiểu các hiện tượng trên với quy mô quốc gia và toàn cầu cũng được phân tích kỹ trong chương này.

Cuối cùng, chương 5 đề cập đến 4 quan điểm và các nguyên tắc cơ bản trong hệ thống kiểm soát chất lượng không khí nhằm quản lý, bảo vệ môi trường không khí trong sạch đã và đang được áp dụng ở các nước phát triển cũng như ở Việt Nam.

Giáo trình được biên soạn lần đầu nên không tránh khỏi các khiếm khuyết, rất mong bạn đọc đóng góp ý kiến để lần tái bản sau giáo trình được cập nhật và hoàn thiện hơn. Mọi ý kiến đóng góp xin gửi về Ban Biên tập sách Đại học – Cao đẳng, Công ty Cổ phần sách Đại học – Dạy nghề, 25 Hàn Thuyên, Hà Nội.

Các tác giả

MỤC LỤC

Chương 1. Những vấn đề chung và cấu trúc của khí quyển

1.1. Môi trường không khí và sự hình thành lớp khí quyển Trái Đất	9
1.1.1. Định nghĩa	9
1.1.2. Sự hình thành lớp khí quyển Trái Đất	9
1.2. Thành phần không khí khô của khí quyển [2]	10
1.2.1. Thành phần không khí khô ở lớp dưới của khí quyển	10
1.2.2. Phương trình trạng thái của không khí khô	12
1.2.3. Phương trình trạng thái của hơi nước và mối liên hệ giữa các đặc trưng của độ ẩm	13
1.2.4. Phương trình trạng thái của không khí ẩm. Nhiệt độ ảo	14
1.2.5. Hơi nước trong khí quyển	16
1.2.6. Sol khí	18
1.3. Phân lớp của khí quyển	22
1.4. Sự bất đồng nhất ngang của tầng đối lưu. Các khối khí và front	25
1.5. Các dòng không khí và hoàn lưu chung khí quyển	28
1.5.1. Các dòng khí	28
1.5.2. Hoàn lưu chung khí quyển	31

Chương 2. Các yếu tố khí tượng và quy luật biến đổi của chúng theo chiều cao

2.1. Các yếu tố khí tượng cơ bản	34
2.1.1. Nhiệt độ không khí	34
2.1.2. Áp suất khí quyển	34
2.1.3. Độ ẩm không khí	35
2.1.4. Tốc độ và hướng gió	36
2.1.5. Mây	37
2.2. Quy luật biến đổi của áp suất khí quyển theo độ cao	39
2.2.1. Phương trình cơ bản của tĩnh học khí quyển	39
2.2.2. Công thức khí áp tổng quát và các công thức khí áp riêng	39
2.2.3. Công thức khí áp toàn phần (công thức Laplace)	44
2.2.4. Công thức khí áp rút gọn. Bậc khí áp	46
2.2.5. Công thức khí áp đối với những lớp khí quyển trên cao	48
2.2.6. Ứng dụng của các công thức khí áp	49
2.2.7. Mật độ áp và đường đẳng áp. Các trung tâm khí áp	51
2.2.8. Địa thế vị. Công thức khí áp của địa thế vị	53
2.2.9. Địa thế vị tuyệt đối và tương đối. Bản đồ hình thể khí áp	56
2.3. Quy luật biến đổi của nhiệt độ theo chiều cao	58
2.3.1. Tầng kết nhiệt của khí quyển	58
2.3.2. Các profin thẳng đứng của nhiệt độ	58
2.4. Các quy luật biến đổi của tốc độ gió theo chiều cao	60
(các profin thẳng đứng của tốc độ gió) [2]	60
2.4.1. Profin của tốc độ gió trong lớp không khí sát đất ở điều kiện cân bằng	60
2.4.2. Profin của tốc độ gió trong lớp khí quyển sát đất ở điều kiện không cân bằng	64

Chương 3. Ô nhiễm không khí và mô hình hoá quá trình lan truyền chất ô nhiễm

3.1. Nguồn gây ô nhiễm môi trường không khí	70
3.1.1. Các nguồn gây ô nhiễm	70
3.1.2. Nguồn ô nhiễm công nghiệp	70
3.1.3. Nguồn ô nhiễm giao thông vận tải [1]	74
3.1.4. Nguồn ô nhiễm sinh hoạt [1]	75
3.2. Chất gây ô nhiễm môi trường không khí	75
3.2.1. Các chất khí	75
3.2.2. Bụi [8, 36]	78
3.3. Các yếu tố ảnh hưởng đến chất lượng môi trường không khí [31]	79
3.3.1. Ảnh hưởng của gió	79
3.3.2. Ảnh hưởng của nhiệt độ	82
3.3.3. Ảnh hưởng của độ ẩm và mưa	84
3.3.4. Ảnh hưởng của địa hình đối với sự phân bố chất ô nhiễm	84
3.3.5. Ảnh hưởng của nhà và công trình đối với sự phân bố chất ô nhiễm trong môi trường không khí	84
3.4. Mô hình tính toán sự lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí	85
3.4.1. Các phương pháp mô hình hoá	85
3.4.2. Sự phân bố chất ô nhiễm và phương trình vi phân cơ bản	86
3.4.3. Mô hình lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí của Berliand	90
3.4.4. Mô hình lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí của Sutton và Gauss	93
3.4.5. Mô hình lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí đối với nguồn đường [9, 12, 45]	96
3.4.6. Mô hình lan truyền chất ô nhiễm trong không khí đối với nguồn mặt [1, 8]	98
3.5. Phương pháp cải tiến xác định các tham số khuếch tán rối ứng với điều kiện khí hậu Việt Nam [6, 10, 42]	100
3.5.1. Hệ số khuếch tán rối	100
3.5.2. Phương pháp xác định hệ số khuếch tán rối K_y từ số liệu quan trắc khí tượng	102
3.5.3. Xác định kích thước rối ngang K_1	105
3.5.4. Xác định các hệ số khuếch tán rối suy rộng của Sutton	105
3.5.5. Xác định các hệ số phát tán Gauss σ_y, σ_z	105
3.5.6. Xác định các hệ số tỷ lệ a, b trong công thức biểu diễn quy luật biến đổi của hệ số khuếch tán rối ngang K_x theo khoảng thời gian τ	106
3.5.7. Xác định tham số nhám z_0 và chỉ số mũ lũy thừa n [30]	108
3.6. Phương pháp đánh giá chất lượng môi trường [21, 22]	109
3.6.1. Phương pháp truyền thông đánh giá chất lượng môi trường thành phần (Phương pháp đánh giá các chỉ tiêu riêng lẻ)	110
3.6.2. Phương pháp chỉ tiêu tổng hợp đánh giá chất lượng môi trường thành phần	110
3.6.4. Cải tiến phương pháp đánh giá chất lượng môi trường thành phần theo chỉ tiêu tổng hợp trong điều kiện Việt Nam [21, 22]	112
3.7. Dự báo mức độ ô nhiễm tiếng ồn giao thông [1, 11]	116
3.8. Phương pháp xử lý, đồng nhất chuỗi số liệu [15]	117

3.8.1. Hiệu chỉnh số liệu đo đạc bằng các thiết bị thông dụng theo số liệu quan trắc tự động	117
3.8.2. Phương pháp xử lý và đánh giá tính đồng nhất của chuỗi số liệu.....	119
Chương 4. Ôzôn, hiệu ứng nhà kính và mưa axit	
4.1. Ôzôn khí quyển	125
4.1.1. Vai trò của ôzôn trong khí quyển	125
4.1.2. Đơn vị đo của ôzôn trong khí quyển [39].....	127
4.1.3. Quá trình quang hoá tạo thành và phân huỷ ôzôn trong khí quyển	128
4.1.4. Bức xạ cực tím	129
4.1.5. Vận chuyển và phân bố của ôzôn trong khí quyển.....	130
4.1.6. Cơ chế suy giảm tầng ôzôn và lỗ thủng ôzôn.....	137
4.1.7. Các chất và các hoạt động của con người làm suy giảm tầng ôzôn.....	143
4.1.8. Ảnh hưởng của sự biến đổi TLO bình lưu đến sinh học và khí hậu	149
4.1.9. Ảnh hưởng của ôzôn đối lưu đến sinh học và khí hậu	151
4.1.10. Kế hoạch hành động bảo vệ tầng ôzôn [33].....	152
4.1.11. Chương trình quốc gia của Việt Nam về bảo vệ tầng ôzôn [27]	155
4.2. Hiệu ứng nhà kính	156
4.2.1. Khái niệm và định nghĩa	156
4.2.2. Bản chất của hiệu ứng nhà kính.....	157
4.2.3. Các tác động của hiệu ứng nhà kính	158
4.2.4. Sự gia tăng hiệu ứng nhà kính [50].....	160
4.2.5. Các giải pháp nhằm giảm thiểu sự gia tăng hiệu ứng nhà kính.....	163
4.3. Mưa axit	181
4.3.1. Khái niệm và định nghĩa về mưa axit	181
4.3.2. Nguồn gốc và cơ chế hình thành mưa axit.....	181
4.3.3. Tác hại của mưa axit	182
4.3.4. Lắng đọng axit – vấn đề toàn cầu [40].....	184
Chương 5. Kiểm soát ô nhiễm môi trường không khí	
5.1. Giới thiệu chung.....	190
5.1.1. Một vài nét lịch sử của kiểm soát ô nhiễm không khí.....	190
5.1.2. Loại bỏ không khí bẩn hay kiểm soát phát thải.....	192
5.1.3. Phát thải, di chuyển, tiếp nhận.....	194
5.2. Luật và những quy định về kiểm soát ô nhiễm không khí, nguyên tắc kiểm soát ô nhiễm	196
5.2.1. Các quy định và luật kiểm soát ô nhiễm không khí	196
5.2.2. Nguyên tắc kiểm soát ô nhiễm không khí.....	199
5.2.3. Bốn quan điểm trong hệ thống kiểm soát.....	199
5.2.4. Kiểm soát thị trường và quyền phát thải.....	204
5.3. Các biện pháp kiểm soát ô nhiễm môi trường	204
5.3.1. Các biện pháp kiểm soát nguồn ô nhiễm.....	204
5.3.2. Kiểm soát môi trường không khí xung quanh	205
Phụ lục.....	207

DANH MỤC CÁC TỪ VIẾT TẮT

BVMT	Bảo vệ môi trường
CTQG	Chương trình quốc gia
CDM	Cơ chế phát triển sạch
CLMT	Chất lượng môi trường
DPSIR	Driving Pressures State Impacts Responses (Mô hình DPSIR theo quan niệm của EEA)
DU	Đơn vị đo tổng lượng ôzôn bằng Dobson
EPA	Cục Bảo vệ môi trường
EIA	Cục Môi trường châu Âu
KKXQ	Không khí xung quanh
LRTAP	Công ước về ô nhiễm không khí xuyên biên giới phạm vi rộng
NAAQs	Các tiêu chuẩn Quốc gia về CLMT không khí xung quanh
NGO	Tổ chức phi Chính phủ
NSPS	Các tiêu chuẩn thực hiện cho nguồn mới
NESHAP	Tiêu chuẩn Quốc gia về nguồn phát thải cho các chất ô nhiễm không khí độc hại
ODS	Các chất làm suy giảm tầng ôzôn
OMB	Cơ quan quản lý ngân sách
PM ₁₀	Bụi lơ lửng có kích thước $\leq 10\mu\text{m}$
PM _{2.5}	Bụi lơ lửng có kích thước $\leq 2,5\mu\text{m}$
PSD	Ngăn chặn sự suy giảm nghiêm trọng/sự ô nhiễm nghiêm trọng
RBO	Ban quản lý lưu vực
SST	Máy bay siêu âm
SIP	Lập kế hoạch thực hiện của Bang
TLO	Tổng lượng ôzôn
TCCP	Tiêu chuẩn cho phép
TCVN	Tiêu chuẩn Việt Nam
TNNQG	Tài nguyên nước quốc gia
TNNM	Tài nguyên nước mặt
TNNN	Tài nguyên nước ngầm
TSP	Bụi lơ lửng tổng số
UNEP	Chương trình môi trường của Liên hợp quốc
UVR	Bức xạ cực tím
WMO	Tổ chức Khí tượng thế giới
WHO	Tổ chức Y tế thế giới

Chương 1

NHỮNG VẤN ĐỀ CHUNG VÀ CẤU TRÚC CỦA KHÍ QUYỂN

1.1. MÔI TRƯỜNG KHÔNG KHÍ VÀ SỰ HÌNH THÀNH LỚP KHÍ QUYỂN TRÁI ĐẤT

1.1.1. Định nghĩa

Môi trường không khí là lớp khí quyển bao quanh Trái Đất, được giới hạn từ bề mặt thủy quyển và thạch quyển đến giới hạn trên bởi không gian giữa các hành tinh và được xem như một hợp phần của môi trường tự nhiên.

Vì vậy, trước khi đề cập đến cấu trúc, các quá trình vật lý, hoá học xảy ra trong lớp khí quyển cũng như tương tác giữa khí quyển và bề mặt Trái Đất, cần hiểu về nguồn gốc hình thành các chất khí tạo nên khí quyển.

1.1.2. Sự hình thành lớp khí quyển Trái Đất

Thật khó kể hết được tất cả các chất cấu tạo nên không khí, nhất là không khí trong sinh cầu, vì sự hình thành của khí quyển có liên quan rất nhiều đến các hoạt động trên bề mặt Trái Đất. Tất cả các chất đều tồn tại trong không khí và hầu hết chúng đều xuất phát từ mặt đất, ngay cả thành phần quan trọng nhất và cần thiết nhất cho sự sống là ôxi, cũng bắt nguồn từ thảo mộc. Vậy, quá trình hình thành lớp khí quyển diễn ra như thế nào.

Theo các thuyết gần đây nhất thì *khí quyển Trái Đất bắt đầu từ một đám mây khí nóng bóng, quay xung quanh một tâm điểm là Mặt Trời*; 98 % khí của đám mây này là heli và hydro. Khi nhiệt độ hạ, các nguyên tố ngưng tụ lại thành những phân tử nhỏ gồm hydro, ôxi (nước hay nước đá), nitơ, lưu huỳnh và cacbon. Các khí còn lại bốc lên cao, phân tử lớn dần, và khối mây của các phân tử co rút lại. Vì sự rút nhỏ về một khối đặc phải có sự phóng thích nhiệt năng, nên đến một giai đoạn nào đấy, cách đây khoảng vài nghìn triệu năm thì băng giá tan chảy và một lượng nước quan trọng được tụ trên mặt đất.

Vào thời kỳ này, trong khí quyển gần như không có một loại khí nào khác hơn là hơi nước. Hơi nước bị tia tử ngoại của Mặt Trời phân huỷ thành ôxi và hydro. Hydro bay thoát lên cao, còn ôxi thì bị vỏ quả đất và cacbon giữ lại để tạo ra khí cacbonic. Như vậy, khí CO_2 xuất hiện ở ngay giai đoạn đầu, nhưng với nồng độ nhỏ hơn nồng độ hiện nay rất nhiều, vì phần lớn

CO_2 được sử dụng trong các tiến trình lý hóa, chẳng hạn như sự tạo ra muối cacbonat. Các dạng đầu tiên của sự sống chỉ được hình thành và phát triển trong biển, vì trong khí quyển chưa có ôxi và có quá nhiều tia tử ngoại. Tuy nhiên, khi Trái Đất bão hòa ôxi, thì ôxi bắt đầu tích lũy dần trong không khí. Trong khi lượng ôxi tăng lên thì lớp ôzôn ở trên cao bắt đầu phát triển. Từ đấy trở về sau, một phần quan trọng tia tử ngoại bị lớp ôzôn chặn giữ lại không xuống tới mặt đất. Do đó, các điều kiện sinh tồn trên mặt đất trở thành thuận tiện và sự sống lan dần từ biển cả lên trên đất liền làm nồng độ khí ôxi tăng lên do hiện tượng quang hợp. Khí nitơ có thể chỉ xuất hiện trong khí quyển sau khi có hoạt động của vi khuẩn phân hủy nitorat và nitơ tự do.

Trên đây là sự hình thành của các khí chính (nitơ, ôxi và khí cacbonic), lớp ôzôn trên không trung, lớp heli và lớp hydro ở phần trên cùng của khí quyển. Ở phần dưới, trong sinh cầu cũng có mặt các khí ôzôn, heli và hydro nhưng với nồng độ rất nhỏ, cùng chung với các chất khác từ mặt đất bốc lên như bụi, phấn hoa, vi trùng, các hạt muối nhỏ, hydro sunfua, anhydrit sunfuarơ, hydroclorua do bão, gió, núi lửa phun, hầm mỏ, sự cháy rừng v.v... Hiện nay, các đo lường và phân tích hóa học cho biết không khí sạch và khô gồm có các thành phần thay đổi và không thay đổi như được trình bày trong bảng 1.1.

1.2. THÀNH PHẦN KHÔNG KHÍ KHÔ CỦA KHÍ QUYỂN [2]

Thành phần của khí quyển bao gồm *không khí sạch khô, hơi nước và các phần tử rắn hoặc lỏng có nguồn gốc khác nhau*. Tập hợp các phân tử này (như: bụi, khói, sản phẩm ngưng kết của hơi nước v.v... tồn tại lơ lửng trong khí quyển) gọi là *sol khí*. Dưới đây chúng ta xét về thành phần và phân bố của chúng.

1.2.1. Thành phần không khí khô ở lớp dưới của khí quyển

Không khí sạch, khô là hỗn hợp của nhiều chất khí, trong đó nhiều hơn cả là nitơ, ôxi, argon, cacbonic. Ở bảng 1.1 trình bày thành phần cơ bản của không khí sạch (không có sol khí) và khô (không có hơi nước). Ở lớp dưới của khí quyển (đến độ cao khoảng 20 – 25km) thành phần trên hầu như không thay đổi. Những đặc trưng cơ bản của không khí khô được chỉ ra trong bảng 1.2, là những đặc trưng vật lý ứng với trường hợp không khí đứng yên. Trong trường hợp không khí chuyển động, các giá trị độ nhớt, hệ số dẫn nhiệt, hệ số dẫn điện còn phụ thuộc vào mức độ xáo trộn của khí quyển.

Bảng 1.1. Thành phần không khí khô

Tên khí	Trọng lượng phân tử	Phần trăm thể tích	Mật độ		Nhiệt độ tới hạn (°C)
			Tuyệt đối (g/m ³)	Tỷ lệ với không khí khô	
Nitơ	28,016	78,084 ± 0,004	1.250	0,967	-147,2 (33,5) ¹
Ôxi	32,000	20,946 ± 0,002	1.429	1,105	-118,9 (49,7)
Argon	39,944	0,934 ± 0,001	1.786	1,379	-122,0 (48,7)
Cacbonic	44,010	0,033 ± 0,001	1.977	1,529	31,0 (73,0)
Neon	20,183	(18,18 ± 0,04)10 ⁻⁴	900	0,695	-228,0 (26,0)
Heli	4,003	(5,24 ± 0,04)10 ⁻⁴	178	0,138	-258 (2,3)
Metan	16,04	≈ 2,2.10 ⁻⁴	717	—	—
Krypton	83,7	(1,14 ± 0,01)10 ⁻⁴	3.736	2,868	-63 (54,0)
Ôxit nitơ	44,016	(0,5 ± 0,1)10 ⁻⁴	1978	—	—
Hyđrô	2,016	≈ 0,5.10 ⁻⁴	90	0,070	-239 (12,8)
Xenon	131,3	(0,087 ± 0,001)10 ⁻⁴	5.891	4,524	16,6 (58,2)
Ôzôn	48,00	Biến đổi lớn: 0÷0,07.10 ⁻⁴ gần mặt đất và (1-3)10 ⁻⁴ ở độ cao 20-30km	2140	1,624	5 (92,3)
Không khí khô	28,966	100	1.293	1,000	-140,7 (32,7)

Bảng 1.2. Đặc trưng của không khí khô

Mật độ: $\rho_0 = 1,293.10^{-3} \text{g/cm}^3$ khi $T = 273^\circ\text{K}$; $P = 760 \text{mmHg}$.
$\rho_0 = 1,276.10^{-3} \text{g/cm}^3$ khi $T = 273^\circ\text{K}$; $P = 1.000 \text{mbar}$.
Thể tích 1mol ở $T = 273^\circ\text{K}$; $p = 760 \text{mmHg}$; $V = 22,4 \text{l}$.
Nhiệt dung đẳng áp: $C_p = 0,2388 = 0,24 \text{ cal/g.}^\circ\text{độ}$
Nhiệt dung đẳng tích: $C_v = 0,1712 = 0,17 \text{ cal/g.}^\circ\text{độ}$
$C_p/C_v = 1,404 \approx 1,4$
Hệ số dẫn nhiệt khi $T = 273^\circ\text{K}$; $\lambda = 5,8.10^{-5} \text{ cal/cm.s.}^\circ\text{độ}$
Hệ số dẫn nhiệt độ: $a^2 = \lambda/C_p \cdot \rho = 1,7.10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$
Hệ số giãn nở nhiệt: 0 – 100°C: $\alpha = 0,00367 = 0,004 (\text{độ})^{-1}$
Độ nhớt $\eta = 1,72.10^{-4} \text{ g/cm.s} = 1,72.10^{-3} \text{ kg/m.s}$

¹ Giá trị trong dấu ngoặc ở cột nhiệt độ tới hạn là giá trị áp suất.

Theo chiều ngang, thành phần của hầu hết các chất rất ít biến đổi. Duy chỉ có khí cacbonic là có thay đổi mang tính chất địa phương. Lượng khí cacbonic ở những vùng cháy rừng hoặc núi lửa tăng lên đột ngột. Theo thống kê, những năm gần đây lượng khí cacbonic có phần tăng lên (năm 1900: độ chứa của CO_2 trong không khí là $292\text{cm}^3/\text{m}^3$, năm 1935 là $310\text{cm}^3/\text{m}^3$ và hiện nay là hơn $330\text{cm}^3/\text{m}^3$). Sự tăng lên đó một phần là do sự phát triển của công nghiệp và các hoạt động khác của con người gây ra. Khí cacbonic đóng vai trò quan trọng đối với sự sống trên Trái Đất, nó hấp thụ mạnh tia bức xạ hồng ngoại và rất cần cho sự phát triển của thực vật trong quá trình quang hợp.

Ôzôn cũng là chất khí có vai trò quan trọng đối với các hiện tượng của khí quyển, được trình bày trong chương 4.

1.2.2. Phương trình trạng thái của không khí khô

Những thông số chính đặc trưng cho trạng thái của chất khí là nhiệt độ T , áp suất p và mật độ ρ (hoặc thể tích riêng $v = 1/\rho$). Giữa các thông số này có sự phụ thuộc lẫn nhau qua một hệ thức gọi là *phương trình trạng thái*. Đối với chất khí lý tưởng, sự phụ thuộc này được biểu diễn qua công thức Mendeleev Clapayron:

$$p = (\rho/\mu) \cdot R^* \cdot T \quad (1.1)$$

Trong đó:

μ là trọng lượng phân tử;

R^* là hằng số khí vạn năng (còn gọi là hằng số khí tổng hợp), có giá trị bằng công sản ra của 1 mol khí khi nóng lên 1°C trong quá trình giãn nở đẳng áp;

$R^* = 8,314 \cdot 10^7 \text{ec/mol} \cdot \text{độ}$. Không khí khô có thể coi là khí lý tưởng, vì vậy có thể áp dụng được công thức (1.1) với $\mu = 28,966 \text{kg/kmol}$. Gọi tỷ số giữa hằng số khí vạn năng và trọng lượng phân tử của không khí khô là hằng số khí riêng của không khí khô R , ta có:

$$R = R^*/\mu = 2,87 \cdot 10^6 \text{ec/g} \cdot \text{độ} = 2,87 \cdot 10^2 \text{J/kg} \cdot \text{độ}$$

Khi đó, phương trình trạng thái của không khí khô có dạng:

$$p = \rho RT \text{ hay } \rho = p/RT \quad (1.2)$$

Thay $\rho = 1/v$ vào (1.2) ta có dạng khác:

$$pv = RT \quad (1.3)$$

Ở áp suất chuẩn p_0 , nhiệt độ chuẩn $T_0 = 273^\circ\text{K}$ (0°C) ta có:

$$\rho_o = \frac{p_o}{RT_o} \quad (1.2)$$

Chia từng vế (1.2) cho (1.2') ta có:

$$\frac{\rho}{\rho_o} = \frac{pT_o}{T p_o} \rightarrow \rho = \rho_o \frac{pT_o}{p_o T} = \rho_o \frac{p}{p_o} \cdot \frac{1}{1 + \alpha t} \quad (1.4)$$

Khi $p_o = 1.000 \text{ mbar}$ thì $\rho_o = 1,28 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3 = 1,28 \text{ kg/m}^3$. Từ (1.4) cho thấy, mật độ không khí tỷ lệ thuận với áp suất và tỷ lệ nghịch với nhiệt độ tuyệt đối.

1.2.3. Phương trình trạng thái của hơi nước và mối liên hệ giữa các đặc trưng của độ ẩm

a) Phương trình trạng thái của hơi nước

Do nhiệt độ tới hạn của hơi nước thường lớn hơn nhiệt độ không khí trong khí quyển, nên đúng ra không thể coi nó là chất khí lý tưởng. Tuy vậy, những nghiên cứu thực nghiệm đã chứng tỏ rằng tính chất vật lý của hơi nước chỉ khác tính chất vật lý của khí lý tưởng rất ít, nên trong thực tế có thể coi hơi nước là khí lý tưởng. Khi đó có thể áp dụng phương trình trạng thái dưới dạng (1.1) đối với hơi nước:

$$e = \frac{R^*}{\mu_h} \cdot T_h \cdot \rho_h \quad (1.5)$$

Trong đó: e là sức trương hơi nước, chỉ số h là đặc trưng cho hơi nước.

Vì $\mu_h = 18,016$ nên hằng số của hơi nước R_h bằng:

$$R_h = R^*/\mu_h = 4,615 \cdot 10^6 \text{ cc/g.độ} = 4,615 \cdot 10^2 \text{ J/kg.độ}$$

So sánh R_h và R ta có hệ thức:

$R_h = 1,6R$, thay vào (1.5) ta được

$$e = 1,6R \cdot \rho_h \cdot T_h \quad (1.6)$$

b) Mối liên hệ giữa các yếu tố đặc trưng độ ẩm

Theo định nghĩa, độ ẩm tuyệt đối a là lượng hơi nước có trong đơn vị thể tích không khí. Vậy

$$a \equiv \rho_h \quad (1.7)$$

Rút ρ_h từ (1.6) và thay vào công thức (1.7) ta được:

$$a = \frac{e}{R_h \cdot T_h} = \frac{2,17 \cdot 10^{-3} e}{T} (\text{kg} / \text{m}^3) \quad (1.8)$$

(Ở đây, coi nhiệt độ hơi nước T_h bằng nhiệt độ không khí T). Song ở trong khí tượng, a thường được tính ra g/m^3 , còn e tính ra mbar, do đó thay vào (1.8) ta có:

$$a = \frac{2,17e}{T} (g/m^3) \quad (1.8')$$

Nếu ký hiệu ρ_k là mật độ không khí khô, thì theo định nghĩa về độ ẩm riêng q và tỷ hỗn hợp s ta có:

$$q = \frac{\rho_h}{\rho_k + \rho_h} ; \quad s = \frac{\rho_h}{\rho_k},$$

từ đó

$$q = \frac{s}{s+1} ; \quad s = \frac{q}{1-q} \quad (1.9)$$

$$\text{Nhưng vì } \rho_h = \frac{e}{R_h T} \text{ và } \rho_k = \frac{p-e}{RT} \quad (1.10)$$

Trong đó, $p - e$ là áp suất riêng của không khí khô nên:

$$q = \frac{\frac{e}{R_h T}}{\frac{e}{R_h T} + \frac{p-e}{RT}} \quad \text{và} \quad s = \frac{\frac{e}{R_h T}}{\frac{p-e}{RT}} \quad (1.11)$$

Thay $R_h = 1,608R$ ta được:

$$q = \frac{e}{1,608(p-e) + \frac{e}{1,608}} = \frac{0,622e}{p-0,378e} (kg/kg)$$

$$s = \frac{e}{1,608(p-e)} = 0,622 \frac{e}{p-e} (kg/kg) \quad (1.12)$$

Do trong tự nhiên giá trị áp suất khí quyển p lớn hơn rất nhiều áp suất riêng của hơi nước e ($p \gg e$) nên từ (1.12) có thể lấy gần đúng:

$$q = s = 0,622e/p (kg/kg) = 622e/p (g/kg) \quad (1.13)$$

1.2.4. Phương trình trạng thái của không khí ẩm. Nhiệt độ ảo

Xét không khí ẩm như là hỗn hợp không khí khô và hơi nước. Gọi ρ là mật độ, T là nhiệt độ và p là áp suất không khí ẩm. Từ (1.10) ta có:

$$\rho_h = \frac{e}{R_h T}; \quad \rho_k = \frac{p-e}{RT}; \quad \rho = \rho_k + \rho_h = \frac{p-e}{RT} + \frac{e}{R_h T}$$

Thay $R_h = 1,6R$ ta được:

$$\rho = \frac{p - e}{RT} + \frac{e}{1,6RT} = -\frac{p}{RT} \left[1 - \frac{e}{p} + \frac{e}{1,6p} \right] = \frac{p}{RT} \left[1 - 0,378 \frac{e}{p} \right] \quad (1.14)$$

Vì $e \ll p$ nên có thể coi gần đúng:

$$\rho \approx \frac{p}{RT \left[1 + 0,378e/p \right]} \quad (1.14')$$

Thay $q = 0,622.e/p$ vào (1.14') ta được:

$$\rho = \frac{p}{RT(1 + 0,608q)}$$

Đây chính là *phương trình trạng thái của không khí ẩm*.

$$\text{Nếu đặt: } T_a = T \left[1 + 0,378e/p \right] = T \left[1 + 0,608q \right] \quad (1.15)$$

thì T_a có đơn vị của nhiệt độ và (2.14') có dạng

$$\rho = \frac{p}{RT_a} \quad (1.16)$$

Nhiệt độ giả định T_a được gọi là *nhiệt độ ảo*. Nếu dùng khái niệm này ta có thể viết phương trình trạng thái không khí ẩm dưới dạng tương tự phương trình trạng thái đối với không khí khô (1.2). Cũng từ (1.16) ta có thể rút ra ý nghĩa của nhiệt độ ảo T_a : đó là nhiệt độ không khí khô cần có để mật độ của nó bằng mật độ không khí ẩm ở cùng áp suất.

Từ (1.15) cho thấy, nhiệt độ ảo luôn luôn lớn hơn nhiệt độ không khí. Bởi vậy, với cùng áp suất, mật độ không khí ẩm nhỏ hơn mật độ không khí khô. Khi xét hiệu giữa nhiệt độ ảo và nhiệt độ không khí trong điều kiện hơi nước bão hoà ($e = E$):

$$\Delta T_a = T_a - T = 0,378(E/p)T = 0,608qT \approx 0,6qT \quad (1.17)$$

cho thấy hiệu này phụ thuộc vào áp suất và nhiệt độ (vì E phụ thuộc vào T).

Giá trị của hiệu này ứng với nhiệt độ và áp suất khác nhau được trình bày trong bảng 1.3.

Từ bảng 1.3 cho thấy, ở mặt đất, hiệu ΔT_a có thể đạt tới vài độ, song ít khi vượt quá 2°C . Ở trên cao, do nhiệt độ nhỏ nên ΔT_a chỉ vào khoảng vài phần mười độ. Hơn nữa, càng lên cao, độ ẩm riêng càng giảm nên ΔT_a cũng giảm theo. Từ độ cao 3 – 4km trở lên, hiệu này không vượt quá sai số quan trắc cao không nên có thể dùng nhiệt độ T của không khí thay cho nhiệt độ ảo.

Bảng 1.3. Hiệu giữa nhiệt độ ảo và nhiệt độ không khí ΔT_n (°C)

p (mbar)	Nhiệt độ (°C)								
	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40
1.000	0,0	0,0	0,1	0,3	0,6	1,3	2,6	4,9	8,8
500	0,0	0,0	0,2	0,3	1,2	–	–	–	–

Đối với mật độ cũng có tình trạng tương tự, tức là sự khác biệt mật độ không khí khô và không khí ẩm nhỏ khi ở nhiệt độ thấp và trở nên đáng kể ở nhiệt độ cao (xem bảng 1.4).

Bảng 1.4. Mật độ không khí khô và không khí ẩm đã bão hòa nước ở áp suất 1.000mbar

Mật độ không khí (10^{-3}g/cm^3)	Nhiệt độ					
	-20	-10	0	10	20	30
Khô	1,38	1,32	1,276	1,231	1,189	1,150
Ẩm bão hòa	1,37	1,32	1,273	1,225	1,178	1,132

1.2.5. Hơi nước trong khí quyển

Hơi nước có trong khí quyển là do quá trình bay hơi từ mặt đệm và lan truyền vào khí quyển dưới ảnh hưởng của các quá trình xáo trộn thẳng đứng. Do tính chất bão hòa của hơi nước mà khí quyển chỉ chứa được một lượng hơi nước nhất định. Khi đạt tới trạng thái bão hòa, hơi nước thừa phải ngưng kết tạo thành giọt nước. Nhìn chung, lượng hơi nước giảm dần theo chiều cao. Sức trương hơi nước giảm khá nhanh theo chiều cao với quy luật:

$$e = e_0 \cdot 10^{z/\beta} \quad (1.18)$$

Trong đó: e_0 là sức trương hơi nước tại mặt đệm; e là sức trương hơi nước ở mực z ; β là thông số xác định qua thực nghiệm. Khi z tính bằng đơn vị mét thì $\beta = 5.000\text{m}$. Do đó đến độ cao 5km, e giảm đi 10 lần, đến độ cao 1,5 – 2km e giảm đi 2 lần. Như vậy, e giảm nhanh hơn áp suất khí quyển p .

Những kết quả nghiên cứu lý thuyết và thực nghiệm cho thấy độ ẩm tuyệt đối và độ ẩm riêng cũng giảm theo độ cao với quy luật hàm mũ. Chẳng hạn, sự phân bố trung bình của độ ẩm riêng theo chiều cao có thể biểu diễn bằng công thức:

$$q = q_0 10^{-Az-Bz^2}$$

Ở đây: A, B là hệ số phụ thuộc vào các mùa trong năm.

Các kết quả tính toán dựa theo công thức trên cho thấy tính trung bình đến độ cao 2,43km thì q giảm đi 2 lần; đến độ cao 4,46km, q giảm đi 5 lần so với độ ẩm riêng ở mặt đất.

Các công thức trên biểu thị sự phân bố trung bình của độ ẩm theo chiều cao. Trong thực tế, sự phân bố của độ ẩm phức tạp hơn nhiều, đôi khi xuất hiện những lớp “nghịch ẩm”, tức là trong lớp đó độ ẩm tăng theo chiều cao. Các lớp “nghịch ẩm” thường quan sát được ở độ cao dưới 2km vào mùa đông cùng với nghịch nhiệt (nhiệt độ tăng theo chiều cao).

Các quan trắc cao không cho thấy, ở những lớp không khí cao hơn 10km, các công thức trên kém chính xác và phải thay bằng những công thức khác. Trong lớp không khí từ 11 – 16km độ ẩm vẫn giảm theo chiều cao, sau đó tăng theo chiều cao và đạt giá trị cực đại tại độ cao $z = 25 - 30$ km. Giá trị cực đại này lớn hơn giá trị tại độ cao 11km hàng trăm lần. Ở độ cao này, khi có điều kiện, hơi nước sẽ ngưng kết tạo thành những đám mây xà cừ. Ở độ cao hơn nữa (độ cao 80 – 85km), theo một số nghiên cứu gần đây cho thấy, có thể hình thành những đám mây bạc. Khi biết quy luật phân bố theo độ cao của độ ẩm, ta có thể tính được lượng hơi nước tổng cộng có trong cột không khí tiết diện 1cm^2 kéo dài từ mặt đệm đến giới hạn trên của khí quyển. Chẳng hạn, khi độ ẩm tuyệt đối biến đổi theo chiều cao theo quy luật hàm mũ:

$$a_z = a_0 e^{-\beta z} \quad (1.19)$$

Trong đó, a_0 là độ ẩm tuyệt đối ở mặt đệm, thì lượng hơi nước tổng cộng sẽ là:

$$W = \int_0^{\infty} a_z dz = a_0 \int_0^{\infty} e^{-\beta z} dz \quad (1.19')$$

Nhưng vì biểu thức $\int_0^{\infty} e^{-\beta z}$ biểu diễn độ cao của khí quyển đồng nhất hơi nước và trị số của nó là $H_n = 2.080\text{m}$ nên:

$$W = H_n \cdot a_0 = 2.080 a_0 \text{ (kg/m}^2\text{)} \quad (1.20)$$

Ở đây, a_0 tính bằng kg/m^3 .

Nếu toàn bộ lượng hơi nước trong cột không khí này ngưng kết hoàn toàn thì tạo nên một lớp nước. Độ cao lớp nước này là đặc trưng thuận lợi để đánh giá lượng hơi nước trong khí quyển. Hơi nước có trong khí quyển đóng vai trò quan trọng trong việc hấp thụ bức xạ và phát xạ. Ngoài ra, các quá trình ngưng kết của hơi nước tạo thành mây mưa là những đối tượng nghiên cứu cơ bản của khí tượng học.

1.2.6. Sol khí

Ngoài hơi nước, trong khí quyển luôn luôn có mặt những sản phẩm ngưng kết của hơi nước (như giọt nước, tinh thể băng), những hạt bụi, khói, những ion mang điện v.v... Tập hợp tất cả những hạt nhỏ này ở trạng thái rắn và lỏng, bay lơ lửng trong khí quyển được gọi chung là *sol khí*. Các hạt này tồn tại được trong khí quyển là do kích thước của chúng rất nhỏ (bán kính của chúng không vượt quá 10 – 20 μ m) và do xáo trộn rối theo chiều thẳng đứng và chiều nằm ngang của các dòng khí. Ngoài sol khí, trong khí quyển còn có các hạt kích thước lớn nhưng chúng không thể tồn tại lâu mà phải rơi xuống mặt đất (như mưa, tuyết và bụi).

Sự có mặt của các hạt kể trên có ý nghĩa to lớn đối với các quá trình và hiện tượng xảy ra trong khí quyển. Những hạt nước rất nhỏ trong không khí làm giảm độ trong suốt của khí quyển; giọt nước, hạt băng to lớn tạo thành mây, sương mù. *Các hạt sol khí đều hấp thụ, phản xạ bức xạ Mặt Trời làm thay đổi nhiệt độ của không khí.* Những hạt bụi nhỏ thấm nước còn góp phần quan trọng đẩy nhanh quá trình ngưng kết của hơi nước được gọi là *những nhân ngưng kết*.

Theo nguồn gốc tạo nên các hạt sol khí, người ta chia chúng thành hai nhóm cơ bản:

Nhóm 1: Sol khí từ mặt đất

- Bụi đất được gió cuốn lên;
- Bụi nước;
- Bụi hữu cơ (phấn hoa, bào tử, vi khuẩn v.v...);
- Khói (từ các nhà máy và các vụ cháy rừng);
- Các chất phóng xạ phát ra từ các vụ thử vũ khí nguyên tử.

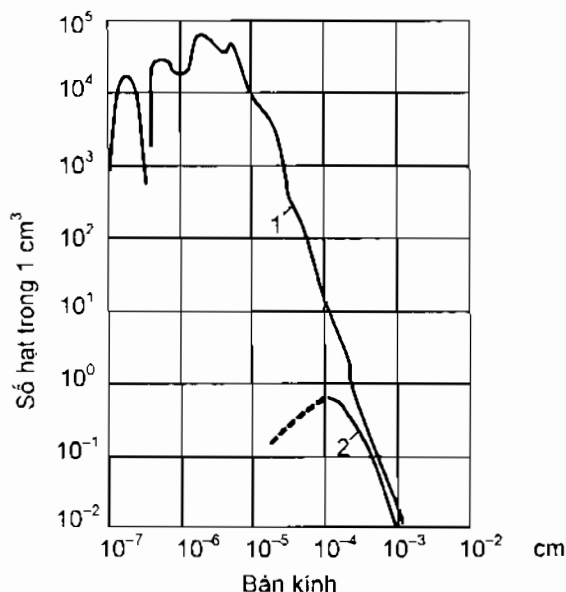
Nhóm 2: Sol khí vũ trụ (bụi vũ trụ), bao gồm các hạt rơi từ không gian vũ trụ vào khí quyển. Phần lớn các hạt này phát sinh do quá trình phân huỷ các sao băng. Các kết quả nghiên cứu cho thấy, khoảng 40.000 tấn vật chất và bụi vũ trụ rơi xuống Trái Đất mỗi năm. Ngày nay, việc nghiên cứu sự

phân bố của bụi vũ trụ vẫn đang gặp khó khăn, chưa có được kết quả đáng tin cậy.

Dưới đây xét kỹ hơn về sự phân bố của sol khí thuộc nhóm 1.

Sự phân bố trung bình của các hạt sol khí theo kích thước hạt được chỉ ra trên hình 1.1 (dựa theo kết quả nghiên cứu thực nghiệm của lung). Từ hình 1.1 cho thấy, toàn bộ phổ của hạt sol khí nằm trong khoảng kích thước $10^{-7} - 10^{-3}$ cm, cực đại trong khoảng kích thước $10^{-6} - 10^{-5}$ cm.

Lượng bụi và các nhân ngưng kết ở các địa điểm khác nhau cũng khác nhau. Mật độ các hạt sol khí sẽ lớn ở những nơi gần nguồn phát sinh ra chúng, đặc biệt ở các thành phố có công nghiệp phát triển, số hạt trong 1 cm^3 có thể lên tới hàng vạn hoặc lớn hơn. Mật độ sol khí sẽ giảm khi về các vùng nông thôn và vùng núi (xem bảng 1.5).



Hình 1.1. Sự phân bố nhân ngưng kết theo kích thước (theo lung)

1 – Hạt loại lớn; 2 – Các phần tử muối biển.

Do kích thước các hạt sol khí nhỏ nên nó được mang đi xa nguồn phát sinh bởi dòng khí, lắng đọng rất chậm. Chính vì vậy, các sol khí thường tồn tại lơ lửng trong khí quyển.

Sự phân bố theo chiều thẳng đứng của các hạt sol khí do nhiều yếu tố quyết định, trong đó phải kể đến sự xáo trộn theo chiều ngang và theo chiều thẳng đứng của không khí; sự liên kết các hạt, sự lắng đọng dưới tác dụng của trọng lực cũng như sự tạo thành giọt nước và rơi xuống dưới dạng giáng thủy.

Bảng 1.5. Mật độ các nhân ngưng kết

Địa điểm quan trắc	Số nhân trong 1cm ³		
	Trung bình	Cực đại	Cực tiểu
Thành phố	150.000	4.000.000	3.500
Nông thôn	30.000	400.000	600
Vùng núi	900	40.000	2

Tuy vậy, khi đưa ra những giả thiết nhất định, có thể tìm được quy luật phân bố thẳng đứng của sol khí bằng lý thuyết. Trong trường hợp đơn giản, có thể coi với sự phân bố xác định (phân bố trung bình), *dòng phần tử hướng lên trên do xáo trộn rối đúng bằng dòng phần tử lắng xuống*. Với điều kiện này ta có:

$$v_n = -K \frac{dn}{dz} \quad (1.21)$$

Ở đây: n – mật độ phần tử có kích thước nhất định, tức là số hạt trong 1m³;

v – tốc độ rơi;

K – hệ số rối đặc trưng cho cường độ xáo trộn.

Tích phân (1.21) trong giới hạn từ $z = 0$ nơi $n = n_0$ đến z , ở đó $n = n_z$ và coi K không đổi ta được:

$$n_z = n_0 e^{-(v/K)z} \quad (1.22)$$

Từ (1.22) cho thấy, cường độ xáo trộn rối càng mạnh (K càng lớn), lượng bụi giảm theo chiều cao càng chậm và bụi có khả năng truyền lên những lớp cao. Mặt khác, nếu hạt có kích thước lớn và nặng hơn sẽ giảm theo chiều cao nhanh hơn hạt có kích thước bé và nhẹ hơn. *Công thức trên còn có nhiều hạn chế vì chưa tính đến những nhân tố ảnh hưởng khác như chưa tính đến mối liên kết giữa các hạt*. Xeleneva và Iudin đã đưa ra mô hình khác có tính đến sự liên kết giữa các hạt.

Các tác giả cho rằng, vận tốc rơi của các hạt rất nhỏ nên có thể bỏ qua. Khi đó, phương trình vận chuyển sol khí có dạng:

$$K \frac{d^2 n}{dz^2} - \alpha n^2 = 0 \quad (1.23)$$

ở đây: α là hằng số liên kết. Tích phân (1.23) ta được:

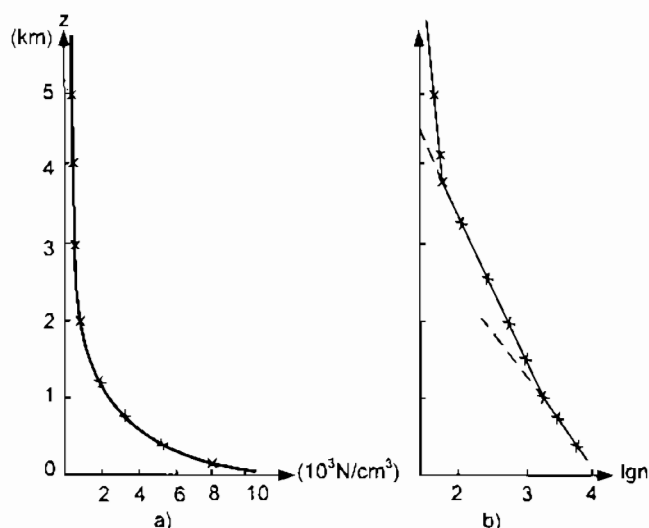
$$n_z = n_0 \frac{C^2}{(z + C)^2} \quad (1.24)$$

Hằng số tích phân $C = \sqrt{6K / \alpha n_0}$ có thể tìm được theo tài liệu quan trắc dựa vào điều kiện $C = z$ khi $(n_i/n_0) = 1/4$.

Công thức (1.24) đã được kiểm nghiệm qua khối lượng lớn số liệu quan trắc vào năm Vật lý địa cầu quốc tế ở Liên Xô. Kết quả kiểm tra được đưa ra trên hình 1.2. Từ hình 1.2 cho thấy công thức (1.24) mô tả khá chính xác sự phân bố trung bình của các nhân ngưng kết trong lớp không khí từ mặt đất đến độ cao 5 – 6km. Cũng từ hình 1.2b cho thấy, quy luật hàm mũ chỉ đúng trong từng lớp riêng biệt khi thoả mãn tương quan $\log n = \log n_0 - az$.

Đối với những hạt sol khí có kích thước lớn hơn 1µm được nghiên cứu riêng gắn liền với sự tạo thành giáng thủy. Các kết quả nghiên cứu cho thấy, nồng độ các hạt này có thể lên tới vài chục hạt trong một lít không khí.

Trong giới hạn ngày đêm, lượng bụi ở các độ cao khác nhau thay đổi khá lớn. Ban đêm, khi xáo trộn yếu, lượng bụi tập trung ở lớp dưới và xảy ra hiện tượng lắng đọng bụi. Ban ngày bụi có khả năng truyền tới lớp cao hơn do xáo trộn rối mạnh hơn. Song nhìn chung biến trình ngày đêm của lượng sol khí khá phức tạp, phụ thuộc nhiều vào điều kiện địa phương, đặc biệt là phụ thuộc vào sự gần hay xa nguồn phát sinh sol khí.



Hình 1.2. Sự phân bố trung bình của nhân ngưng kết theo chiều thẳng đứng trên lãnh thổ châu Âu của Liên Xô theo tài liệu quan trắc trong năm Vật lý địa cầu quốc tế (theo E. X. Xeleneva)

a) Sự thay đổi theo độ cao của các nồng độ nhân (n); b) Sự thay đổi theo $\log n$;
Dấu — ứng với kết quả đo đạc bằng thực nghiệm; dấu xxx ứng với kết quả tính toán theo công thức (1.24).

1.3. PHÂN LỚP CỦA KHÍ QUYỂN

Khí quyển không đồng nhất cả theo phương thẳng đứng lẫn phương nằm ngang. Song sự khác biệt về trạng thái, tính chất của nó theo phương thẳng đứng rõ nét hơn. Theo thành phần, chế độ nhiệt, đặc trưng điện và những tính chất vật lý khác của khí quyển có thể chia thành các lớp khác nhau theo phương thẳng đứng. Một trong những khác biệt rõ theo phương thẳng đứng là khác biệt về chế độ nhiệt. Theo sự khác biệt này người ta chia khí quyển thành 5 tầng (xem bảng 1.6).

Bảng 1.6. Các tầng chính và các lớp chuyển tiếp của khí quyển

Tên	Độ cao trung bình (km)	Lớp chuyển tiếp	Độ cao trung bình (của lớp chuyển tiếp) (km)
Đối lưu	0 – 10	Đối lưu hạn	10 – 11
Bình lưu	11 – 50	Bình lưu hạn	50 – 55
Trung quyển	55 – 80	Trung quyển hạn	80 – 85
Nhiệt quyển	85 – 450	Nhiệt quyển hạn	450 – 500
Ngoại quyển	> 500		

Ghi chú: Độ cao trong bảng ứng với vĩ độ trung bình.

Giữa các tầng là lớp chuyển tiếp như đối lưu hạn, bình lưu hạn v.v... Sau đây sẽ trình bày những đặc điểm và tính chất của các tầng nêu trên.

Tầng đối lưu: là tầng khí quyển thấp nhất, mỏng nhất so với các tầng khác cũng như so với bề dày của khí quyển, song trong tầng này lại tập trung phần lớn khối lượng khí quyển (3/4 toàn bộ khối lượng khí quyển). Đặc điểm chính của tầng này là nhiệt độ giảm theo chiều cao, trung bình giảm khoảng $6 - 7^{\circ}\text{C}$ trên 1km. Trong tầng đối lưu, xáo trộn theo chiều thẳng đứng xảy ra mạnh, đặc biệt là có sự trao đổi nhiệt với mặt đệm. Trong tầng này chứa hầu hết hơi nước có trong khí quyển và luôn xảy ra các hiện tượng ngưng kết tạo thành mây, mưa (trừ mây xà cừ và mây bạc). Cũng ở đây, xảy ra các quá trình thời tiết chủ yếu, ảnh hưởng trực tiếp đến các quá trình khuếch tán và lan truyền chất ô nhiễm.

Độ cao của tầng đối lưu thay đổi phụ thuộc vào vĩ độ, thời gian và tính chất của mặt đệm.

Tầng bình lưu: Trong tầng này, nhiệt độ hầu như không đổi hoặc tăng theo chiều cao. Nhiệt độ thấp nhất của nó cũng là nhiệt độ ở lớp đối lưu hạn, và bằng khoảng -70 đến -80°C ở vùng xích đạo; -55 đến -60°C ở vùng vĩ độ trung bình. Trong lớp dưới tầng bình lưu nhiệt độ hầu như không thay đổi

theo độ cao cho tới độ cao 35km. Từ độ cao 35km trở lên, nhiệt độ tăng nhanh theo độ cao và tại bình lưu hạn (50 – 55km) nhiệt độ đạt xấp xỉ 0°C. Sự tăng nhiệt độ ở đây là do các quá trình hấp thụ bức xạ Mặt Trời của ôzôn tại các độ cao này.

Khác hẳn với tầng đối lưu, trong tầng bình lưu hầu như không có dòng không khí thẳng đứng và mức độ xáo trộn không khí rất nhỏ.

Tầng trung quyển: Nhiệt độ trong tầng này giảm theo chiều cao, đến trung quyển hạn nhiệt độ xuống tới -70°C (vào mùa hè) và -40 đến -50°C (vào mùa đông).

Tầng nhiệt quyển: Là tầng có bề dày lớn nhất, nhiệt độ trong tầng này tăng liên tục theo chiều cao cho tới nhiệt quyển hạn. Nguyên nhân chính của sự tăng nhiệt độ theo chiều cao là do các quá trình hấp thụ bức xạ Mặt Trời của phân tử ôxi đối với những bước sóng $\lambda < 0,175\mu\text{m}$ để phân ly thành nguyên tử ôxi.

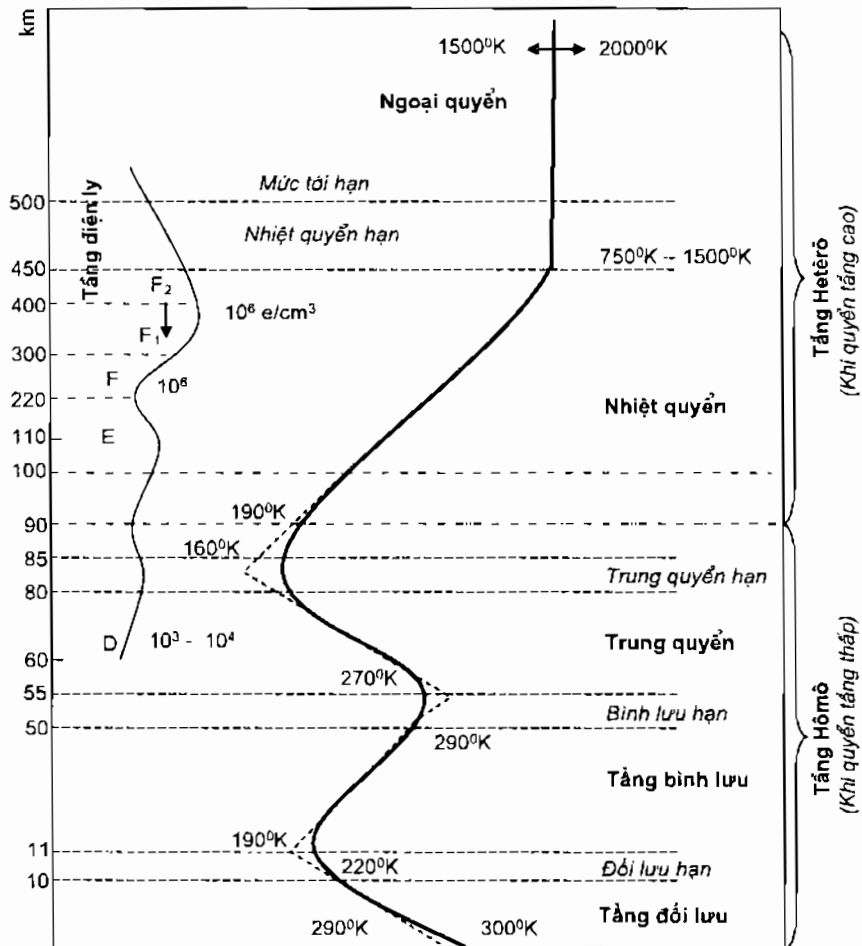
Tầng ngoại quyển (còn gọi là tầng Ekdo): Trong tầng này nhiệt độ không thay đổi theo chiều cao hoặc tăng chút ít. Giá trị nhiệt độ ở tầng này rất lớn, có thể lớn hơn 1.500 – 2.000°K. Ở tầng này luôn xảy ra hiện tượng các chất khí bay khỏi khí quyển vào trong không gian vũ trụ. Tầng này lan đến độ cao 2.000 – 3.000km, nơi khí quyển tiếp giáp với các chất liên hành tinh.

Tầng nhiệt quyển và tầng ngoại quyển chưa được nghiên cứu nhiều, song có thể thấy ở những tầng này mật độ không khí rất nhỏ. Dưới ảnh hưởng của tia vũ trụ và tia tử ngoại Mặt Trời, các phản ứng kích thích, phân hủy, ion hoá và các quá trình ngược lại: phát xạ, liên kết v.v... luôn luôn xảy ra. Điều đó dẫn đến tạo thành các lớp dẫn điện tốt, tạo thành cực quang, sự phát sáng ban đêm v.v...

Ngoài ra, theo một số nguyên tắc khác người ta đã chia khí quyển thành những tầng khác nhau. Chẳng hạn, theo thành phần không khí người ta chia thành 2 tầng là tầng Hômo và tầng Hetêrô. Tầng khí quyển Hômo kéo dài từ mặt đệm đến độ cao 90–95km (còn gọi là khí quyển tầng thấp). Thành phần không khí trong tầng này chủ yếu là nitơ (N₂), ôxi (O₂), argon (Ar). Tầng cao hơn 95km là tầng Hetêrô (còn gọi là khí quyển tầng cao); trong tầng này ngoài các phân tử nitơ, ôxi còn có cả các nguyên tử. Trong tầng Hômo có lớp mật độ ôzôn lớn, lớp này được gọi là tầng ôzôn, có độ cao từ 20 – 55km. Trong các tầng này còn có các lớp có mật độ ion lớn, có tính dẫn điện mạnh. Các lớp này được gộp lại thành tầng điện ly với các lớp: Lớp D ở độ cao 60km, lớp E ở độ cao 110 – 140km, còn lớp F nằm ở độ cao lớn hơn 220km.

Xét đến mức độ ảnh hưởng của mật độ tới các quá trình xảy ra trong khí quyển, người ta chia khí quyển thành 2 tầng: tầng biên khí quyển và tầng khí quyển tự do.

Tầng biên khí quyển (lớp biên hành tinh) có độ cao khoảng 1.500m, là tầng chịu ảnh hưởng lớn của mặt đệm. Trong tầng này, lực ma sát rồi giữ vai trò quan trọng đối với chuyển động khí quyển. Do đó, các yếu tố khí tượng ở tầng này biến đổi rõ rệt theo không gian và thời gian. Trong tầng này, người ta lại tách ra một lớp mỏng gần mặt đất, gọi là lớp khí quyển sát đất. Lớp này chỉ có bề dày khoảng vài chục mét đến 100m nhưng ở đó diễn ra sự trao đổi rồi và nhiệt ẩm trực tiếp với mặt đệm.



Hình 1.3. Sơ đồ cấu trúc thẳng đứng của khí quyển theo Köiper [2]

Tầng khí quyển tự do: có độ cao lớn hơn 1,5km. Trong tầng này có thể bỏ qua ảnh hưởng của lực ma sát nhớt phân tử đến chuyển động khí quyển.

Hình 1.3 chỉ ra sơ đồ cấu trúc của khí quyển, giúp ta có khái niệm về những tầng khí quyển đã nêu trên ứng với vùng vĩ độ trung bình.

1.4. SỰ BẤT ĐỒNG NHẤT NGANG CỦA TẦNG ĐỐI LƯU. CÁC KHỐI KHÍ VÀ FRONT

Khi nghiên cứu trạng thái của khí quyển trên khoảng không gian rộng lớn cho thấy: *khí quyển có sự bất đồng nhất ngang*, đặc biệt là ở tầng đối lưu, nơi chịu ảnh hưởng trực tiếp của sự bất đồng nhất của mặt đệm. Có sự khác biệt về tính chất của không khí là do sự nóng lên và lạnh đi khác nhau giữa các phần của bề mặt Trái Đất, do mức độ ẩm ướt khác nhau của mặt đệm, do chuyển động khác nhau và do những nguyên nhân khác gây nên. Song trong khí quyển luôn luôn tồn tại những vùng không gian đủ lớn có những điều kiện thời tiết tương đối đồng nhất. Kích thước đặc trưng của vùng này theo chiều ngang có thể tới vài nghìn km, theo chiều thẳng đứng khoảng vài km, đôi khi lên tới đối lưu hạn. *Phần khí quyển khá đồng nhất như vậy được gọi là khối khí*. Khối khí liên tục di chuyển theo bề mặt Trái Đất và giữ được tính chất của mình trong một thời gian khá lâu, sau đó bị biến tính, khi đó tính chất cơ bản của nó đã bị thay đổi trong quá trình di chuyển.

Giữa các khối khí khác nhau có một đới chuyển tiếp hẹp gọi là *đới front*, tại đây một số yếu tố khí tượng (nhiệt độ, độ ẩm, tốc độ và hướng gió) biến đổi đáng kể. Chiều rộng của các đới chuyển tiếp chỉ khoảng vài trăm km, song cũng có khi nó rất hẹp đến mức thấy rõ sự biến đổi đột ngột của các yếu tố khí tượng. Khi đó, có thể coi đới này như là mặt phân cách giữa hai khối khí và được gọi là *mặt front* hay đơn giản là *front*.

Các mặt front thường tạo với mặt nằm ngang một góc rất nhỏ (khoảng $0,5^\circ$). Giao tuyến giữa mặt front và mặt đất gọi là đường front. Nếu đi qua đường front (chính xác là qua khoảng hẹp) ta sẽ thấy sự biến đổi đột ngột của các yếu tố khí tượng: nhiệt độ, độ ẩm, gió, mây, v.v...

Việc xác định vị trí và nghiên cứu khối khí, front được tiến hành trên bản đồ Synop. Đó chính là bản đồ địa lý bao quát vùng lãnh thổ đủ rộng (có khi cả nửa Trái Đất), trên đó điền thêm giá trị của các yếu tố khí tượng cơ bản, quan trắc được vào cùng thời điểm ở các vị trí khác nhau. Việc xây dựng các loại bản đồ Synop ở mặt đất và trên cao sẽ được nêu ở những phần sau và trong giáo trình khí tượng Synop. Với những bản đồ Synop, chúng ta có thể phân tích, đánh giá trạng thái của khí quyển của cả vùng rộng lớn tại một thời điểm nhất định. Trên đó có thể xác định được vị trí các khối khí,

các đường front và dự đoán được quá trình di chuyển của chúng. Tập hợp tất cả các bản đồ này ở những thời điểm khác nhau giúp ta có thể theo dõi được tiến trình phát triển của các quá trình và hiện tượng xảy ra trong khí quyển.

Phương pháp nghiên cứu các tính chất vật lý của khí quyển và các quá trình diễn ra trong đó nhờ các bản đồ Synop được gọi là *phương pháp Synop*. Phương pháp này được sử dụng rộng rãi để dự báo thời tiết nên các bản đồ Synop còn được gọi là *bản đồ thời tiết*.

Các khối khí có nguồn gốc phát sinh và tính chất, đặc điểm gắn liền với điều kiện địa lý. Vì vậy, trong giai đoạn đầu thường người ta phân biệt các loại khối khí sau:

1. Các khối khí cực đới, được hình thành ở các vùng cực (đôi khi còn gọi là khối khí băng dương).
2. Các khối khí ôn đới.
3. Các khối khí nhiệt đới, hình thành ở các vùng nhiệt đới hoặc cận nhiệt đới, mùa hè có thể vượt lên cả vùng ôn đới.
4. Các khối khí xích đạo, được hình thành ở vùng xích đạo và có thể chuyển dịch từ bán cầu này sang bán cầu khác.

Ngoài ra, người ta còn phân biệt thêm tính chất đại dương hoặc lục địa của các khối khí dựa theo địa điểm hình thành; ví dụ, khối khí nhiệt đới biển, khối khí ôn đới lục địa v.v...

Như trên đã nói, sau khi hình thành, khối khí bắt đầu di chuyển. Dưới tác động của mặt trái dưới mà nó đi qua, các tính chất của khối khí bị thay đổi. Ở mỗi thời điểm khối khí ở trong giai đoạn phát triển nhất định của nó, vì vậy tính chất vật lý có ở giai đoạn đầu có thể bị thay đổi một cách căn bản. *Quá trình thay đổi như vậy được gọi là sự biến tính của khối khí*. Từ đó cho thấy, việc phân loại khối khí theo điều kiện địa lý rõ ràng là không đầy đủ.

Nghiên cứu chi tiết hơn, người ta đã phân loại các khối khí dựa theo tính chất nhiệt động của chúng. Tổng quát nhất là phân biệt các khối khí dựa vào đặc trưng nhiệt: nóng hoặc lạnh. Khối khí nóng (hoặc lạnh) là khối khí nóng hơn (hoặc lạnh hơn) khối khí cạnh nó. Các khối khí còn có thể nóng hơn (hoặc lạnh hơn) bề mặt trái dưới. Khi đó, chúng có thể gọi tương ứng là *khối khí ổn định* (hoặc *bất ổn định*) gắn liền với sự phân tầng khí quyển. Tính ổn định và bất ổn định của khối khí sẽ được xét trong các phần sau.

Khi khối khí chuyển động thì front cũng chuyển động theo. Hướng và tốc độ chuyển dịch của front được xác định bởi sự phân bố của các dòng khí

gần front. Dựa theo hướng dịch chuyển của đường front người ta chia thành front nóng và front lạnh:

Front nóng là front di chuyển về phía khối khí lạnh. Khối khí nóng trong trường hợp này chuyển động lên trên dọc nêm khối khí lạnh.

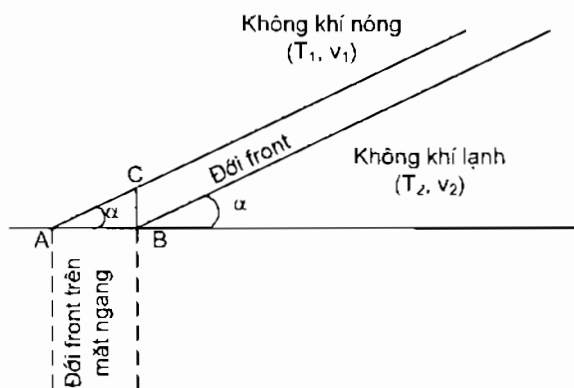
Front lạnh là front di chuyển về phía khối khí nóng. Trong trường hợp này, khối khí lạnh chen vào khối khí nóng và đẩy khối khí nóng lên trên.

Ngoài ra, người ta còn phân biệt các loại front dựa vào phân loại địa lý của các khối khí:

– *Front cực* (hay *front băng dương*) ngăn cách giữa khối khí cực đới và khối khí ôn đới.

– *Front ôn đới* ngăn cách khối khí ôn đới và khối khí nhiệt đới.

– *Front nhiệt đới* ngăn cách khối khí nhiệt đới và khối khí xích đạo.



Hình 1.4. Sơ đồ đới front

Trên hình 1.4 trình bày sơ đồ mặt cắt đới front, góc α đã được phóng đại lên nhiều lần. Sự khác biệt về giá trị các yếu tố khí tượng ở hai bên của đới front là rất lớn, đặc biệt là theo hướng vuông góc với mặt front. Về nhiệt độ, sự khác biệt có thể lên tới $10 - 15^{\circ}\text{C}$. Đây là dấu hiệu quan trọng để xác định đới front và đường front.

Như trên đã nói, mỗi khối khí được đặc trưng bởi một chế độ thời tiết nhất định. Vì vậy, việc phân tích, nghiên cứu chi tiết các khối khí và front, các tính chất của chúng, sự di chuyển của chúng, điều kiện thành tạo và tan rã của chúng có ý nghĩa lớn trong dự báo thời tiết và là nhiệm vụ của ngành khí tượng Synop. Đối với ngành môi trường, chúng ta chỉ quan tâm đến quá trình di chuyển front ảnh hưởng đến sự khuếch tán và lan truyền chất ô nhiễm.

1.5. CÁC DÒNG KHÔNG KHÍ VÀ HOÀN LƯU CHUNG KHÍ QUYỂN

1.5.1. Các dòng khí

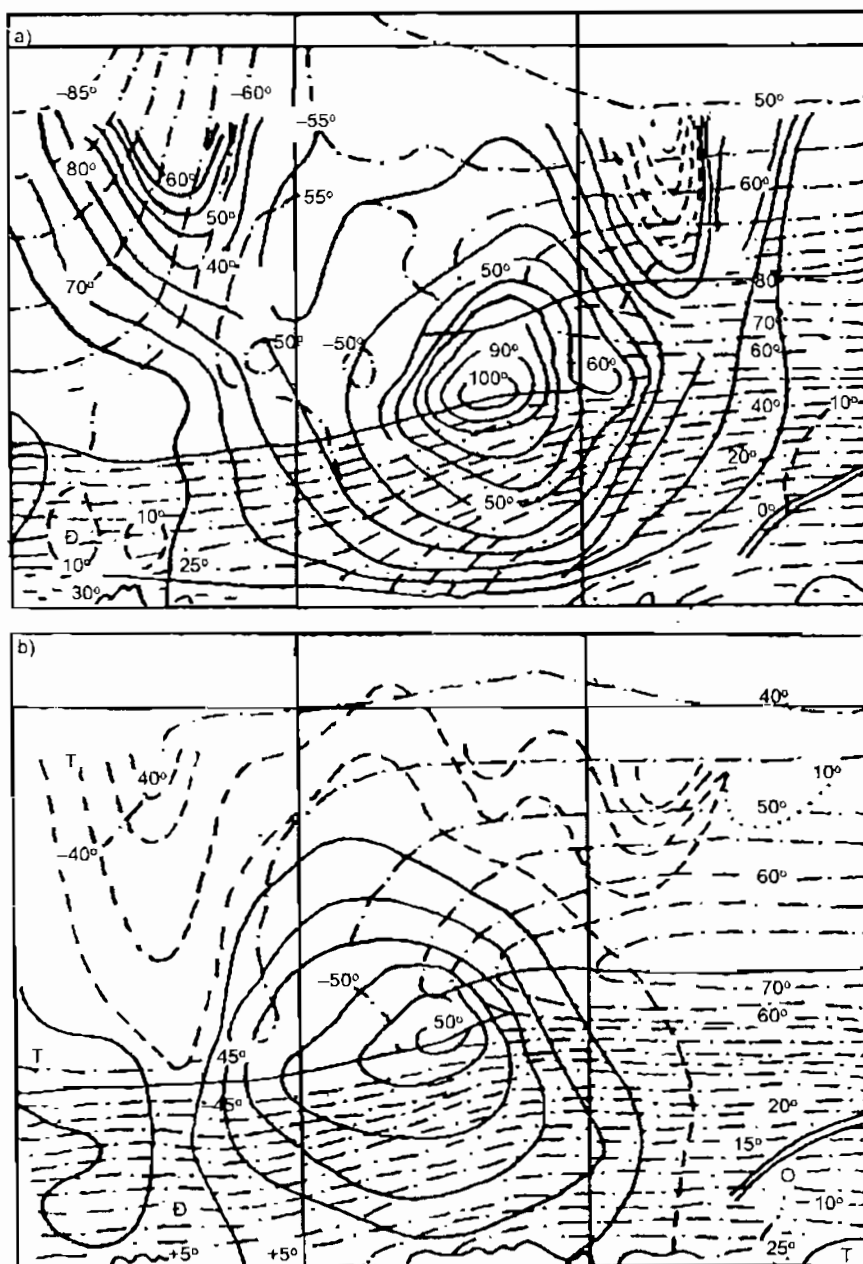
Bằng phương pháp cao không người ta chỉ nghiên cứu được các dòng khí ở tầng thấp (độ cao dưới 20 – 30km). Ở những lớp cao hơn người ta phải sử dụng những phương pháp khác kém chính xác hơn. Những năm gần đây, đã có thêm tài liệu quan trắc từ tên lửa hoặc vệ tinh cho phép nghiên cứu kỹ hoàn lưu khí quyển trên những lớp cao.

Nguyên nhân đầu tiên gây nên chuyển động của không khí là *sự đối nóng không đều ở những phần khác nhau của mặt đệm và khí quyển. Kết quả là tạo nên sự bất đồng nhất ngang không chỉ của nhiệt độ mà của cả áp suất.* Hiệu áp suất giữa hai điểm trên cùng một mực (chẳng hạn trên mực biển) là nguyên nhân trực tiếp gây ra chuyển động của không khí. Nếu có lực khí áp (do sự chênh lệch khí áp sinh ra) tác động thì không khí sẽ chuyển động về phía có áp thấp. Song chuyển động của không khí phức tạp hơn do có những lực khác nhau tác động như lực làm lệch hướng do sự quay của Trái Đất (lực Côriôlit), lực ma sát, lực ly tâm (trong trường hợp chuyển động cong), v.v..

Sự bất đồng nhất ngang về nhiệt độ, áp suất có quy mô rất lớn, chẳng hạn giữa vùng cực và vùng xích đạo, giữa lục địa và biển, nên quy mô của dòng khí cũng rất lớn. Ở vùng vĩ độ trung bình, quan trắc thấy dòng khí hướng Tây, tốc độ tăng dần theo độ cao, đạt cực đại ở đối lưu hạn (9 – 12km); ở vĩ độ cao hơn, tốc độ gió giảm. Vào mùa hạ, tốc độ gió đạt cực tiểu ở độ cao 22 – 25km và hướng gió chuyển thành hướng Đông. Trong mùa đông ở hầu hết các vĩ độ (trừ vùng xích đạo) gió bảo tồn hướng Tây đến độ cao khá lớn. Trên đỉnh tầng đối lưu (đối lưu hạn), sự giảm tốc độ gió theo chiều cao có thể được giải thích do sự đổi hướng của gradien nhiệt độ theo chiều ngang. Một trong những dòng khí đáng quan tâm là *dòng chảy xiết* có ở lớp trên của tầng đối lưu.

Dòng chảy xiết là dòng khí hẹp có trục gần nằm ngang, tốc độ di chuyển lớn. Kích thước dòng chảy xiết vào khoảng vài nghìn km (kilômét) chiều dài, hàng trăm km bề rộng và vài km chiều cao. Tốc độ gió mạnh nhất quan trắc được ở tâm dòng chảy xiết thường lớn hơn 30m/s, có khi tới 100 – 150m/s hoặc lớn hơn. Gradien ngang của tốc độ gió trong dòng chảy xiết khá lớn: 10 – 15m/s trên 100km, đôi khi tới 30m/s trên 100km. Đối với chiều thẳng đứng, gradien tốc độ gió còn cao hơn nhiều: 1– 4m/s trên 100m. Thường

dòng chảy xiết không phân bố dọc đường vĩ tuyến mà uốn khúc, đôi chỗ có đoạn song song với kinh tuyến.



Hình 1.5. lát cắt thẳng đứng qua dòng chảy xiết dọc kinh tuyến 80°W

a) Tháng giêng; b) Tháng bảy; — Đường đẳng tốc độ gió Tây;
 ----- Đường đẳng tốc độ gió Đông; - - - Đường đẳng nhiệt.

Dòng chảy xiết được quan sát thấy ở hầu hết các địa điểm trên Trái Đất, nhưng có tần suất và tính chất khác nhau ở những vùng khác nhau. Trên hình 1.5 trình bày lát cắt thẳng đứng qua dòng chảy xiết dọc kinh tuyến 80°W . Từ hình 1.5a cho thấy trục dòng chảy xiết vùng vĩ độ cận nhiệt đới nằm ở độ cao 12 – 12,5km, trong khi đó, xuống phía Nam dòng chảy xiết lại nằm cao hơn (14 – 15km). Đối lưu hạn ở khu vực này cũng mất tính liên tục mà chia làm hai nhánh rõ rệt, nhánh phía Nam nằm cao hơn nhánh phía Bắc và lạnh hơn. Trên các bản đồ Synop trên cao chúng ta thấy có mối liên hệ chặt chẽ giữa dòng chảy xiết với đới có sự tương phản lớn về nhiệt độ theo chiều nằm ngang, đới này có tên là đới front hành tinh trên cao. Mức độ tương phản nhiệt độ càng lớn thì tốc độ gió theo đới được trên trục dòng chảy xiết càng lớn (xem bảng 1.7).

Bảng 1.7. Tương quan giữa hiệu nhiệt độ ngang của các khối khí với tốc độ gió trên trục dòng chảy xiết

$\Delta T (^{\circ}\text{C})$	20 – 35	10 – 20	7 – 10
U (km/h)	> 201	151 – 200	101 – 150
Số trường hợp theo đới	13	46	8

Các dòng khí trên các độ cao lớn hơn 30km chỉ được nghiên cứu qua số liệu nhận được bằng các phương pháp gián tiếp. Song các số liệu cao không về sự phân bố nhiệt độ và áp suất cho phép ta xác định rõ thêm về dòng khí trên cao. Trên hình 1.5b đã đưa ra lát cắt kinh tuyến mùa đông và mùa hè của Bắc bán cầu do V. R. Dubenxop thành lập. Từ hình này cho thấy: trong mùa hè, từ cực tới vùng nhiệt đới có dòng hướng Tây yếu bao quát toàn bộ tầng đối lưu, còn từ vùng nhiệt đới tới xích đạo có gió Đông. Ở độ cao lớn hơn 20km (thuộc tầng bình lưu) ở khắp bán cầu có dòng hướng Đông và đạt cực đại trên độ cao 50 – 70km (cỡ 60 – 70m/s). Ở cao hơn (80 – 90km), dòng khí chuyển sang hướng Tây. Về mùa đông, hầu như khắp bán cầu (trừ vùng xích đạo) đều có dòng khí hướng Tây lan đến độ cao cỡ 40 – 50km.

Theo các số liệu quan trắc bằng các phương pháp khác nhau, ở trên cao tồn tại những lớp có tốc độ gió rất lớn cỡ hàng trăm m/s.

Từ các lập luận trên có thể rút ra kết luận tổng quát sau: dựa vào đặc trưng các dòng khí, có thể chia khí quyển thành ba lớp: Lớp dưới cùng, mùa đông đạt đến độ cao 20 – 25km, mùa hè đến 40 – 50km, trong lớp này có gió Tây ở hầu khắp mọi nơi. Lớp cao hơn, đến độ cao khoảng 60 – 70km có gió Đông ở hầu khắp mọi nơi. Cao hơn nữa là lớp có hướng gió thay đổi.

1.5.2. Hoàn lưu chung khí quyển

Tập hợp các dạng chuyển động quy mô lớn của không khí trong phạm vi khí quyển tầng thấp, nhờ đó có sự trao đổi không khí theo hướng thẳng đứng và hướng nằm ngang, được gọi là hoàn lưu chung khí quyển. Trong đó phải kể đến chuyển động do sự khác biệt nhiệt độ giữa vĩ độ cao và vĩ độ thấp gây nên, chuyển động do khác biệt nhiệt độ giữa đại dương và lục địa. Ngoài ra phải kể đến dạng quan trọng khác, đó là hoạt động của xoáy thuận và xoáy nghịch mà nhờ nó có sự trao đổi không khí giữa các vĩ độ.

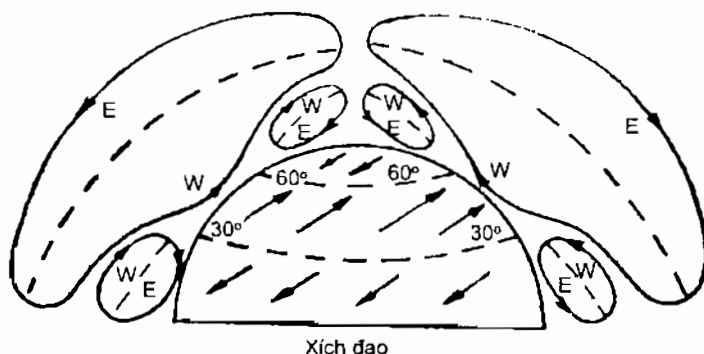
Nghiên cứu hoàn lưu chung khí quyển là vấn đề quan trọng nhưng cũng rất phức tạp. Vấn đề này luôn được chú ý nghiên cứu, bởi vì các dòng của hoàn lưu là nhân tố quan trọng xác định thời tiết và hình thành khí hậu. Trong khí hậu, hoàn lưu chung khí quyển được nghiên cứu dựa trên việc phân tích tài liệu khí áp và gió được lấy trung bình trong khoảng thời gian dài (tháng, mùa, năm). Như vậy, khi sử dụng tài liệu đã lấy trung bình ta được bức tranh đại thể của hoàn lưu, hướng vận chuyển chính trong khoảng thời gian dài. Khi đó nhiều nét riêng, cá biệt của quá trình khí quyển bị bỏ qua.

Trong khí tượng Synôp, hoàn lưu chung được nghiên cứu nhờ những bản đồ Synôp trên cơ sở các số liệu cao không. Hoàn lưu khí quyển trong trường hợp này là biểu hiện cụ thể của hoàn lưu chung khí quyển tại một thời điểm nhất định. Tập hợp nhiều bản đồ Synôp trong khoảng thời gian ngắn, trên nhiều mực khác nhau cho ta hiểu được sự phân bố không gian, thay đổi thời gian của hoàn lưu khí quyển. Điều này phục vụ cho việc dự báo thời tiết với thời hạn khác nhau.

Về lý thuyết, hoàn lưu chung được nghiên cứu trong giáo trình khí tượng động lực. Tuy việc mô hình hoá lý thuyết hoàn lưu chung khí quyển vẫn còn gặp nhiều khó khăn nhưng một số mô hình đơn giản về hoàn lưu chung khí quyển đặt nền móng ban đầu được trình bày dưới đây.

Mô hình đơn giản nhất về hoàn lưu chung khí quyển là mô hình, trong đó chỉ tính đến một nguồn chuyển động – hiệu nhiệt độ giữa xích đạo và cực. Như vậy, công thức hiện khi nó được xét như là kết quả tác động của máy nhiệt khổng lồ với nguồn nóng ở xích đạo và nguồn lạnh ở cực. Máy nhiệt như vậy được V. V. Suláyskin gọi là máy nhiệt loại một. Sơ đồ đơn giản này không xét đến sự khác biệt về mật độ mà coi mật độ là đồng nhất. Hình 1.6 chỉ ra sơ đồ loại này có tính đến sự quay của Trái Đất. Theo sơ đồ này, ở mỗi bán cầu có 3 vòng hoàn lưu. Vòng thứ nhất không khí đi xuống ở vùng vĩ độ 30° và đi lên ở vùng xích đạo, trong lớp dưới của vòng này thịnh hành

gió tín phong Đông Bắc và trong lớp trên có gió phản tín phong hướng Tây Nam. Vòng thứ hai được đặc trưng bởi chuyển động đi xuống ở cực và đi lên ở vùng vĩ độ 60^0 . Ở mặt đất quan trắc thấy gió Đông Bắc, còn lớp trên thấy gió Tây Nam. Vòng thứ ba bao quát không gian rộng lớn cả tầng đối lưu lẫn tầng bình lưu. Vòng này thống nhất với hai vòng trên, ở phần dưới có gió hướng Tây Nam, còn ở tầng trên gió Đông Bắc.



Hình 1.6. Sơ đồ hoàn lưu đối với mặt đệm đồng nhất

Sơ đồ này phản ánh được nét quan trọng của hoàn lưu chung khí quyển song còn xa với điều kiện thực. Điều đó có thể giải thích là do trong sơ đồ này chưa tính đến tính bất đồng nhất của mặt đệm, đặc biệt là giữa đại dương và lục địa. Điều kiện đốt nóng và lạnh đi của bề mặt đại dương và lục địa khác nhau và có đặc trưng theo mùa. Nếu như trong mùa lạnh, bề mặt lục địa lạnh nhanh hơn so với biển nên nó là nguồn lạnh thì trong mùa nóng, nó hấp thụ được nhiều nhiệt hơn và trở thành nguồn nóng. Do vậy, hiệu nhiệt độ giữa lục địa và đại dương thay đổi dấu theo mùa; điều ấy gây nên hoàn lưu thứ cấp theo mùa. V. V. Sulâyskin gọi máy nhiệt như vậy là máy nhiệt loại hai. Hoàn lưu thứ cấp do nó gây nên được gọi là gió mùa.

Hoàn lưu thực tế của khí quyển còn phức tạp hơn khi có hoạt động của xoáy thuận và xoáy nghịch. Trong trường hợp này, lý thuyết về máy nhiệt không áp dụng được. Đặc trưng thực tế của hoàn lưu khí quyển tại mỗi điểm phải được nghiên cứu trên cơ sở xác định dạng hoàn lưu điển hình, cường độ của nó và sự luân phiên theo mùa. Về môi trường, hoàn lưu khí quyển được xem xét dưới góc độ tác động của nó đến xu thế biến đổi tầng ôzôn bình lưu và ôzôn đối lưu trong lý thuyết động lực học mô phỏng các vòng xoáy cực (trình bày trong chương 4).

CÂU HỎI ÔN TẬP CHƯƠNG 1

1. Trình bày quá trình hình thành lớp khí quyển Trái Đất và định nghĩa về môi trường không khí.
2. Thành phần của không khí tự nhiên và nhân tạo có những đặc điểm gì giống và khác nhau? Những chất nhân tạo nào gây đáng kể đến sự suy giảm chất lượng môi trường không khí hiện nay?
3. Trình bày 4 nguyên tắc chủ yếu để phân chia cấu trúc của khí quyển theo chiều thẳng đứng. Vẽ sơ đồ cấu trúc của khí quyển dựa trên nguyên tắc phân chia theo profin thẳng đứng của nhiệt độ. Nêu tính chất và đặc điểm chủ yếu của các lớp (tầng) theo sơ đồ trên.
4. Trong mô phỏng và đánh giá chất lượng môi trường không khí, người ta sử dụng cách phân chia nào của khí quyển theo chiều thẳng đứng? Vì sao?
5. Thiết lập các phương trình trạng thái của không khí khô và không khí ẩm. Nêu ý nghĩa của nhiệt độ ảo.
6. Sol khí và hơi nước có vai trò và tác động gì đến chất lượng môi trường không khí?
7. Hoàn lưu chung khí quyển có ảnh hưởng gì đến quá trình vận chuyển của các dòng ô nhiễm trong khí quyển? Cho ví dụ.

Chương 2

CÁC YẾU TỐ KHÍ TƯỢNG VÀ QUY LUẬT BIẾN ĐỔI CỦA CHÚNG THEO CHIỀU CAO

2.1. CÁC YẾU TỐ KHÍ TƯỢNG CƠ BẢN

Các đặc trưng định tính và định lượng của trạng thái khí quyển nhận được do quan trắc liên tục tại mạng lưới đài, trạm khí tượng được gọi là *các yếu tố khí tượng*. Các yếu tố khí tượng có ảnh hưởng rất lớn đến quá trình khuếch tán, lan truyền của bụi và các chất khí trong môi trường không khí.

2.1.1. Nhiệt độ không khí

Đại lượng vật lý đặc trưng cho mức nóng, lạnh của không khí được gọi là nhiệt độ không khí. Trong khí tượng, thường biểu diễn nhiệt độ không khí theo thang độ bách phân ($t^{\circ}\text{C}$), nhưng trong các tính toán lý thuyết đại lượng này thường biểu diễn theo thang độ tuyệt đối ($T^{\circ}\text{K}$). Giữa $T^{\circ}\text{K}$ và $t^{\circ}\text{C}$ có mối quan hệ sau:

$$T = 273,16 + t \approx 273 (1 + \alpha t)$$

Ở đây, α là hệ số giãn nở thể tích của chất khí ; $\alpha = 1/273 \approx 0,003667$.

2.1.2. Áp suất khí quyển

Áp suất khí quyển chính là áp lực thủy tĩnh của không khí tác động lên một đơn vị diện tích (1m^2). Trong trường hợp không có chuyển động, áp suất chính là sức trương của không khí và tại mỗi điểm sức trương này bằng trọng lượng cột không khí thẳng đứng tiết diện đơn vị (1m^2) nằm bên trên điểm đó.

Đơn vị đo áp suất trong hệ CGS là bar, bằng $1\text{dyn}/\text{cm}^2$. Song trong các tính toán khí tượng, đơn vị này khá nhỏ, vì vậy người ta sử dụng đơn vị khác gọi là *bar khí tượng*, và bằng $10^6 \text{ dyn}/\text{cm}^2$. Vì chỉ dùng đơn vị bar khí tượng nên từ nay về sau ta chỉ gọi đơn giản là bar cũng ký hiệu là bar). Trong thực tế thường dùng đơn vị milibar (ký hiệu là mbar):

$$1\text{mbar} = 10^{-1}\text{bar} = 10^5 \text{ dyn}/\text{cm}^2 = 10^2 \text{ N}/\text{m}^2$$

Ngoài đơn vị bar, người ta còn hay sử dụng đơn vị *milimét thủy ngân* (ký hiệu là mmHg). Để chuyển giá trị đo được bằng áp kế thủy ngân ở mỗi

điểm thành mbar ta phải chuẩn hoá nó, nghĩa là đưa về điều kiện chuẩn: nhiệt độ 0°C ; độ cao trên mặt biển bằng 0; vĩ độ điểm đo là 45° . Với điều kiện chuẩn này, áp suất chuẩn (P_0) sẽ bằng áp suất cột thủy ngân cao 760mm, tiết diện 1cm^2 , có mật độ $\rho_0 = 13,596\text{g/cm}^3$ với gia tốc trọng trường là $980,6\text{cm/s}^2$.

$$P_0 = 76\rho_0g_0 = 76 \times 13,596 \times 980,6 = 1.013.250\text{dyn/cm}^2 \\ = 1.013,25\text{mbar} = 101.325\text{N/m}^2$$

Từ đó có thể tính được mối liên hệ giữa hai đơn vị này là:

$$1\text{mbar} \approx 0,75\text{mmHg} \approx 3/4\text{mmHg}$$

$$1\text{mmHg} \approx 1,333\text{mbar} \approx 4/3\text{mbar}.$$

2.1.3. Độ ẩm không khí

Đại lượng vật lý đặc trưng cho mức độ tồn tại hơi nước trong không khí gọi là độ ẩm. Để đo độ ẩm thường dùng các đại lượng sau:

Sức trương (áp suất riêng) của hơi nước (thường ký hiệu là e) có trong không khí. Nó được đo bằng đơn vị áp suất: N/m^2 , mbar hoặc mmHg.

Độ ẩm tuyệt đối a là khối lượng hơi nước có trong một đơn vị thể tích, được đo bằng đơn vị kg/m^3 .

Độ ẩm riêng q là khối lượng hơi nước có trong 1 đơn vị khối lượng không khí ẩm. Đơn vị đo là kg/kg , hoặc thường dùng là g/kg . Đại lượng này cho biết tỷ lệ giữa khối lượng hơi nước so với khối lượng không khí ẩm.

Tỷ hỗn hợp s là tỷ số khối lượng hơi nước và khối lượng không khí khô có trong thể tích không khí ẩm. Đơn vị đo cũng là kg/kg hoặc g/kg .

Độ ẩm tương đối f là tỷ số giữa sức trương hơi nước e chứa trong không khí và sức trương hơi nước bão hòa E ở cùng một nhiệt độ, được biểu diễn bằng phần trăm.

$$f = e/E.100\%$$

Sức trương hơi nước bão hòa E là sức trương cực đại đạt được ở nhiệt độ nhất định, khi nó ở trạng thái cân bằng trên bề mặt nước phẳng tinh khiết. Sức trương hơi nước bão hòa phụ thuộc vào nhiệt độ. Hàm phụ thuộc giữa chúng được trình bày trong các phần sau.

Độ hụt bão hòa d là hiệu giữa sức trương hơi nước bão hòa E với sức trương hơi nước e ở nhiệt độ đã cho:

$$d = E - e$$

Điểm sương τ là nhiệt độ mà khi hạ xuống tới nhiệt độ đó trong điều kiện áp suất không đổi thì hơi nước trong không khí đạt tới trạng thái bão hòa.

Các đại lượng trên đều đặc trưng cho độ ẩm không khí. Giữa chúng có mối liên hệ với nhau, sẽ được trình bày trong những phần sau.

2.1.4. Tốc độ và hướng gió

Gió là chuyển động của không khí đối với bề mặt Trái Đất. Bởi vì thành phần nằm ngang của chuyển động này lớn hơn rất nhiều so với thành phần thẳng đứng, nên trong quan trắc khí tượng người ta coi **thành phần nằm ngang là gió**. Gió được đặc trưng bởi hai đại lượng là tốc độ và hướng gió. Thành phần thẳng đứng của chuyển động tuy nhỏ nhưng đóng vai trò hết sức quan trọng trong nhiều quá trình và hiện tượng khí quyển. Ở đây ta chỉ xét thành phần nằm ngang của chuyển động không khí – gió.

a) Tốc độ gió

Tốc độ gió được đo bằng đơn vị m/s, km/h, hải lý/h.

$$1\text{m/s} = 1,9424 \text{ hải lý/h} = 3,6\text{km/h}.$$

Ngoài ra người ta còn dùng cấp gió để chỉ tốc độ gió (xem bảng 2.1).

Bảng 2.1. Các đơn vị được quy định để đo tốc độ gió

Đặc trưng gió	Cấp	Tốc độ	
		m/s	km/h
Lãng	0	0 – 0,5	0 – 1
Hơi gió	1	0,6 – 1,7	2 – 6
Gió nhẹ	2	1,8 – 3,3	7 – 12
Gió yếu	3	3,4 – 5,2	13 – 18
Gió vừa	4	5,3 – 7,4	19 – 26
Gió hơi mạnh	5	7,5 – 9,8	27 – 35
Gió khá mạnh	6	9,9 – 12,4	36 – 44
Gió mạnh	7	12,5 – 15,2	45 – 54
Gió rất mạnh	8	15,3 – 18,2	55 – 65
Gió bão	9	18,3 – 21,5	66 – 77
Gió bão mạnh	10	21,6 – 25,1	78 – 90
Gió bão dữ dội	11	25,2 – 29,0	91 – 104
Tố	12	> 29,0	> 104

Bảng cấp gió trên thường được dùng trong hàng hải và được gọi là cấp gió Bôpho.

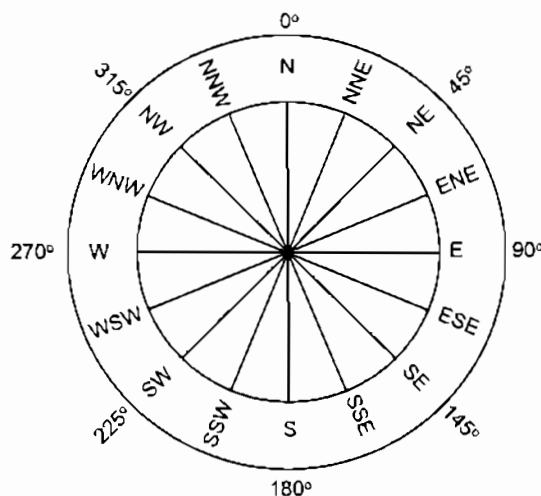
b) Hướng gió

Là hướng mà từ đó gió thổi tới điểm quan trắc. Có hai cách biểu diễn hướng gió.

– Bảng phương vị: Lấy 4 hướng chính là Đông (ký hiệu là E), Tây (W), Nam (S), Bắc (N). Giữa các hướng gió này có các hướng phụ như Đông – Nam (SE), Tây Bắc (NW), Bắc – Tây Bắc (NNW) v.v...

– Bảng góc: Lấy hướng Bắc (ứng với góc 0°) làm mốc, góc được tính theo chiều kim đồng hồ. Như vậy, hướng Đông ứng với góc 90° , hướng Nam 180° , hướng Tây – 270° (xem hình 2.1).

Sơ đồ biểu diễn hướng gió được gọi là Hoa gió (hình 2.1)



Hình 2.1. Phương pháp biểu diễn hướng gió

Ngoài ra, người ta còn chú trọng quan trắc mức độ thay đổi của hướng và tốc độ gió theo thời gian. Nếu trong thời gian ngắn (vài phút) mà tốc độ và hướng gió ít biến đổi thì gọi là *gió ổn định*, ngược lại gọi là *gió giật*.

2.1.5. Mây

Trong những điều kiện nhất định, hơi nước có trong khí quyển đạt tới trạng thái bão hòa và bắt đầu ngưng kết thành các giọt nước, giọt nước quá lạnh và tinh thể băng. Tập hợp các sản phẩm ngưng kết đó với mật độ cao, có thể nhìn thấy được ở những độ cao lớn gọi là mây.

Mây được đo bằng lượng mây và phân thành các loại mây. Lượng mây được đo bằng mức độ che phủ bầu trời của nó. Người ta chia bầu trời thành 10 phần. Khi không có mây ứng với lượng mây là 0, còn khi mây che kín bầu trời lượng mây là 10/10.

Dựa theo độ cao và hình dáng bên ngoài của các đám mây người ta chia mây thành 4 họ cơ bản:

Họ 1: Bao gồm những đám mây tầng cao, độ cao chân mây trên 6km.

Họ 2: Bao gồm những đám mây tầng trung độ cao chân mây từ 2 – 6km.

Họ 3: Bao gồm những đám mây tầng thấp có độ cao chân mây dưới 2km.

Họ 4: Bao gồm những đám mây phát triển mạnh theo chiều thẳng đứng. Chân mây có thể ở tầng dưới nhưng đỉnh mây có thể ở tầng cao.

Về hình dáng, mây có 3 loại như sau:

- Dạng tách biệt thành khối mây riêng, không liên kết với nhau, thường đùn lên trong giai đoạn phát triển và lan toả theo chiều ngang khi tan rã.

- Xếp thành những lớp ngang nhưng tách thành hàng, sợi, tấm, hoặc viên, hạt (lớn nhỏ như đàn cừu).

- Làm thành màn liên tục.

Các dạng mây cơ bản được trình bày trong bảng 2.2 dưới đây.

Bảng 2.2. Phân loại mây theo họ và dạng mây cơ bản

Họ	Tên mây	Tên quốc tế	Ký hiệu
1	Ti	Cirrus	Ci
	Ti tích	Cirrocumulus	Cc
	Ti tầng	Cirrostratus	Cs
2	Trung tích	Alto cumulus	Ac
	Trung tầng	Altostratus	As
3	Tầng	Stratus	St
	Tầng tích	Stratocumulus	Sc
	Vũ tầng	Nimbostratus	Ni
4	Tích	Cumulus	Cu
	Vũ tích	Cumulonimbus	Cb

Ngày nay, người ta đã có bảng phân loại mây chi tiết hơn. Các dạng, loại mây được chụp thành những ảnh chuẩn và được lưu trữ trong các album mây tại các trạm quan trắc. Điều đó giúp các quan trắc viên nhận định đúng dạng loại mây có trên bầu trời.

2.2. QUY LUẬT BIẾN ĐỔI CỦA ÁP SUẤT KHÍ QUYỂN THEO ĐỘ CAO

2.2.1. Phương trình cơ bản của tĩnh học khí quyển

Xét khí quyển ở trạng thái không khí không chuyển động so với mặt đất. Trạng thái này được gọi là *trạng thái tĩnh* của khí quyển. Đồng thời giả thiết thêm rằng:

- Không khí được coi là khí lý tưởng.
- Thành phần không khí không thay đổi theo chiều cao.

Xét một cột không khí thẳng đứng tiết diện đơn vị. Khi đó, ở độ cao z bất kỳ, nếu không khí ở trạng thái tĩnh thì áp suất p phải bằng trọng lượng của cột khí bên trên mực z :

$$Q = p \quad (2.1)$$

Từ (2.1) cho thấy áp suất giảm dần theo độ cao do sự giảm của trọng lượng Q .

Trong trường hợp không khí chuyển động thì công thức (2.1) không hoàn toàn đúng. Song các phân tích chi tiết cho thấy: trong khí quyển thực, do chuyển động của không khí và gia tốc của nó nhỏ, nên đa số trường hợp ảnh hưởng của nó đến điều kiện tĩnh của khí quyển có thể bỏ qua. Chỉ trong trường hợp chuyển động với tốc độ lớn, đặc biệt là khi gia tốc thẳng đứng lớn thì có ảnh hưởng đến áp suất.

Xét trường hợp không có xáo trộn thẳng đứng, tại độ cao nào đó ta tách ra một cột không khí tiết diện đơn vị. Giả sử áp suất ở đáy dưới là p , đáy trên là $p - dp$, nên hiệu áp suất theo phương nằm ngang bằng không thì mức giảm áp suất $-dp$ theo (2.1) sẽ được xác định bởi trọng lượng cột không khí. Gọi ρ là mật độ không khí ở độ cao z đã cho, còn g là gia tốc trọng trường, ta có:

$$-dp = \rho g dz, \text{ hay } \frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (2.2)$$

Phương trình (2.2) được gọi là phương trình tĩnh học của khí quyển.

2.2.2. Công thức khí áp tổng quát và các công thức khí áp riêng

Từ phương trình (2.2) ta có thể tìm được quy luật biến đổi áp suất p và mật độ ρ theo chiều cao. Sử dụng phương trình trạng thái:

$$\rho = p \frac{\mu}{R * T} = \frac{p}{RT}$$

Ta biến đổi (2.2) thành dạng:

$$-dp = p \frac{\mu g}{R * T} dz = \frac{p g}{R T} dz \quad (2.3)$$

Hay
$$\frac{dp}{p} = - \frac{g}{R T} dz \quad (2.3')$$

Tích phân (2.3') từ mực $z_0 = 0$ ứng với $p = p_0$ đến độ cao z ứng với $p = p_z$, ta được công thức khí áp tổng quát:

$$p_z = p_0 e^{-\int_0^z \frac{g}{R T} dz} = p_0 e^{-\int_0^z \frac{\mu g}{R * T} dz} \quad (2.4)$$

Từ
$$\rho_z = \frac{p_z}{R T_z}; \quad \rho_0 = \frac{p_0}{R T_0} \text{ ta có } \frac{p_z}{p_0} = \frac{\rho_z T_z}{\rho_0 T_0}.$$

Thay vào (2.4) ta được công thức biểu diễn sự biến đổi mật độ theo chiều cao:

$$\rho_z = \rho_0 \frac{T_0}{T_z} e^{-\int_0^z \frac{\mu g}{R * T} dz} \quad (2.4')$$

Do $\rho = n.m$, trong đó n là số phân tử trong 1 cm^3 , m là khối lượng trung bình của phân tử nên ta có:

$$n_z = n_0 \frac{T_0}{T_z} e^{-\int_0^z \frac{\mu g}{R * T} dz} \quad (2.4'')$$

Công thức (2.4'') cho biết quy luật phân bố tổng quát theo chiều cao của số phân tử trong một đơn vị thể tích.

Từ các công thức (2.4), (2.4') cho thấy: sự biến đổi của áp suất và mật độ chất khí bất kỳ theo độ cao phụ thuộc vào loại khí (trọng lượng phân tử μ); sự thay đổi theo nhiệt độ T và gia tốc trọng trường g .

Do sự biến đổi của nhiệt độ theo chiều cao rất phức tạp, không thể biểu diễn bằng công thức tổng quát nên không thể tính được tích phân trong các công thức (2.4), (2.4'), (2.4'') dưới dạng tổng quát. Tích phân đó chỉ lấy được trong các trường hợp riêng khi biết quy luật thay đổi của nhiệt độ theo chiều cao. Thông thường, có thể coi thành phần không khí không thay đổi ($\mu = \text{const}$) và bỏ qua sự thay đổi của g theo chiều cao ($g(z) = \text{const}$) trong lớp khí quyển dưới 80 – 100km.

Trong khí tượng, thường xét các trường hợp riêng sau:

– Mật độ khí quyển ρ không đổi theo chiều cao, khí quyển có tính chất này gọi là *khí quyển đồng nhất*.

– Nhiệt độ không biến đổi theo chiều cao – *khí quyển đẳng nhiệt*.

– Nhiệt độ không khí giảm theo độ cao với quy luật tuyến tính:

$$T_z = T_0 - \gamma z$$

Trong đó: $\gamma = -\partial T / \partial z$ là gradien nhiệt độ thẳng đứng. Khí quyển có tính chất này gọi là *khí quyển đa nguyên*.

Việc tách khí quyển thành các trường hợp trên có thể thực hiện được đến một độ cao nhất định. Khi đó các lớp sẽ có một trong những dạng đã nêu. Ta sẽ lần lượt xét sự phân bố áp suất trong từng trường hợp.

1. Khí quyển đồng nhất

Do $\rho(z) = \rho_0 = \text{const}$ nên tích phân (2.2) trong trường hợp $g = g_0 = \text{const}$ từ mực $z = 0$, khi đó $p = p_0$ đến mực z , ở đó $p = p$, ta được:

$$p_z = p_0 - g_0 \rho_0 z \quad (2.5)$$

Như vậy, áp suất trong trường hợp này giảm tuyến tính theo chiều cao và trở nên bằng không ở độ cao:

$$z = \frac{p_0}{\rho_0 g_0} = \frac{R * T(0)}{\mu g_0} = H \quad (2.6)$$

ở đây, $T(0)$ là nhiệt độ tại mặt đệm: $z = 0$.

Độ cao H được gọi là *độ cao của khí quyển đồng nhất*. Về giá trị, với không khí khô ($\mu = 28,966$), khi $T(0) = T_0 = 273^0\text{K}$; $g_0 = 9,8\text{m/s}^2$ thì $H_0 = 7.990\text{m} \approx 8.000\text{m}$

Khi $T(0)$ khác T_0 và bằng T thì:

$$H = \frac{RT}{g_0} = \frac{RT_0 T}{g_0 T_0} = H_0 \frac{T}{T_0} = H_0 (1 + \alpha t) \quad (2.6')$$

Đối với từng chất khí riêng biệt ta cũng có độ cao H_0 tương ứng. Chẳng hạn, độ cao khí quyển đồng nhất ứng với khí N_2 là 8.860m , với O_2 là 7.230m , với CO_2 là 5.225m , với hơi nước là 12.830m .

Cùng với sự biến đổi của áp suất theo chiều cao, trong khí quyển đồng nhất, nhiệt độ cũng biến đổi theo chiều cao. Từ phương trình trạng thái $T = p/R\rho$, đạo hàm hai vế theo z và chú ý: $\rho = \rho_0 = \text{const}$ ta được:

$$-\frac{dT}{dz} = -\frac{1}{R\rho} \frac{dp}{dz} = +\frac{g}{R} = +3,24^0 / 100\text{m} \quad (2.7)$$

Đó chính là *gradien nhiệt độ của khí quyển đồng nhất*.

Độ cao H của khí quyển đồng nhất chỉ là độ cao giả định nhưng nó có ý nghĩa như là hằng số trong một số tính toán. Nhờ đại lượng này ta có thể viết phương trình tĩnh học dưới dạng:

$$-\frac{dp}{p} = \frac{g}{RT} dz = \frac{1}{H} dz \quad (2.8)$$

Như vậy, H có thể chọn làm một đơn vị để đo độ cao.

2. Khí quyển đẳng nhiệt

Ta viết lại (2.3) dưới dạng:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz$$

Vì T không biến đổi theo chiều cao nên tích phân phương trình trên trong giới hạn (p_0, p_r) và $(0, z)$ ta được:

$$\ln \frac{p_r}{p_0} = -\frac{g_0}{RT} z = -\frac{g_0 H}{R \cdot T} z \quad (2.9)$$

$$\text{Hoặc} \quad p_r = p_0 e^{-\frac{g_0 H}{R \cdot T} z} = p_0 e^{-\frac{g_0}{R T} z} \quad (2.9')$$

$$\text{Vì} \quad (g_0/RT) = (1/H)$$

$$\text{nên:} \quad p_r = p_0 e^{-z/H} \quad (2.9'')$$

Như vậy, trong khí quyển đẳng nhiệt, áp suất giảm theo quy luật hàm mũ.

Từ (2.9'') cho thấy, khí quyển đẳng nhiệt không có giới hạn trên, còn khi $z = H$ thì áp suất giảm đi e lần. Cũng từ (2.9'') ta có thể tính được độ cao z khi biết áp suất p_r trong khí quyển đẳng nhiệt.

$$z = H \ln(p_0/p_r) \quad (2.10)$$

$$\text{hay} \quad z = H_0 \cdot (1 + \alpha t) \cdot 2.3 \cdot \lg(p_0/p_r)$$

Lấy $H_0 = 8.000\text{m}$ ta được

$$z = 18400(1 + \alpha t) \lg(p_0/p_r) \quad (2.10')$$

Từ (2.10') cho thấy, khi $t = 0$ thì ở độ cao $z = 18,4\text{km}$ áp suất giảm đi 10 lần, còn ở độ cao $z = 37\text{km}$ áp suất giảm đi 100 lần. Đối với khí quyển thực thì giá trị này nhỏ hơn vì nhiệt độ trung bình của lớp $\bar{t} < 0^\circ$.

3. Khí quyển đa nguyên

Trong khí quyển đa nguyên, ta giả thiết *nhiệt độ giảm theo chiều cao với quy luật tuyến tính*.

$$T = T_0 - \gamma z \quad (2.11)$$

Trong đó, $\gamma = -\partial T/\partial z$ là gradien nhiệt độ thẳng đứng. Khi đó phương trình tĩnh học có dạng:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz = -\frac{g dz}{R(T_0 - \gamma z)} = \frac{g dT}{R\gamma T} \quad (2.12)$$

Tích phân (2.12) theo các giới hạn (p_0, p_z) , (T_0, T_z) , $(0, z)$ ta được:

$$\ln \frac{p_z}{p_0} = \frac{g}{R\gamma} \ln \frac{T_z}{T_0}$$

$$\text{Hay} \quad \frac{p_z}{p_0} = \left(\frac{T_z}{T_0} \right)^{\frac{R\gamma}{g}} = \left(1 - \frac{\gamma z}{T_0} \right)^{\frac{R\gamma}{g}} \quad (2.13)$$

chính là quy luật biến đổi của áp suất theo chiều cao trong khí quyển đa nguyên.

Độ cao z ứng với áp suất p_z tính được khi biến đổi công thức (2.13) thành dạng:

$$1 - \frac{\gamma z}{T_0} = \left(\frac{p_z}{p_0} \right)^{\frac{R\gamma}{g}}$$

$$\text{Và:} \quad z = \frac{T_0}{\gamma} \left[1 - \left(\frac{p_z}{p_0} \right)^{\frac{R\gamma}{g}} \right] \quad (2.14)$$

phụ thuộc vào γ .

Giới hạn trên của khí quyển đa nguyên H_γ nơi áp suất bằng không, được tính từ công thức (2.14):

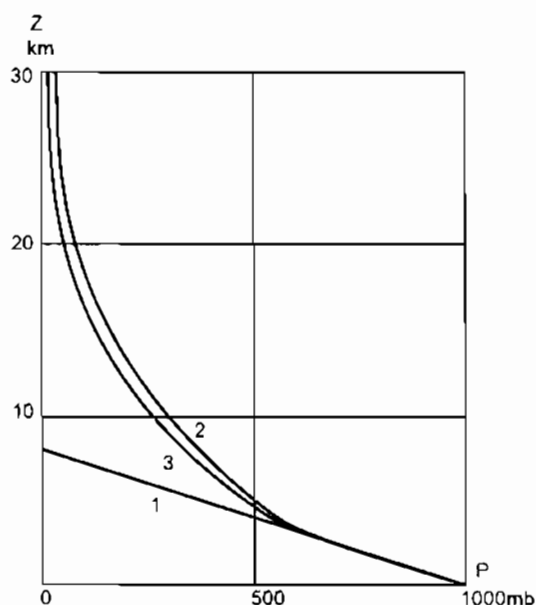
$$H_\gamma = T_0/\gamma \quad (2.15)$$

– Nếu lấy $T^0 = 273^0\text{K}$, $\gamma = 6^0/\text{km}$ thì $H_\gamma = 45\text{km}$. Nếu $\gamma \rightarrow 0$ thì $H_\gamma \rightarrow \infty$ ta được kết quả trùng với trường hợp khí quyển đẳng nhiệt.

– Nếu lấy $\gamma = +3,42^0/100\text{m}$ và $T^0 = 273^0\text{K}$ thì $H_\gamma = 8.000\text{m}$ bằng độ cao khí quyển đồng nhất. Như vậy, khí quyển đa nguyên là trường hợp tổng quát của khí quyển đồng nhất và khí quyển đẳng nhiệt.

So sánh sự biến đổi áp suất theo chiều cao trong ba trường hợp riêng ở trên cho thấy: áp suất giảm nhanh nhất trong khí quyển đồng nhất, sau đó đến khí quyển đa nguyên và khí quyển đẳng nhiệt (hình 2.2).

Trong một số tính toán thực tế (đặc biệt trong hàng không) người ta đưa vào khái niệm “khí quyển chuẩn”. Đó là khí quyển có sự giảm nhiệt độ tuyến tính theo chiều cao với gradient nhiệt độ $\gamma = 0,65^{\circ}/100\text{m}$, cho đến độ cao 11km, lớp từ 11km đến 30km là đẳng nhiệt ($T^0 = 216,5^{\circ}\text{K}$). Như vậy, cho đến độ cao 11km có thể áp dụng cho các công thức của khí quyển đa nguyên, còn lớp từ 11 – 30km có thể áp dụng các công thức của khí quyển đẳng nhiệt.



Hình 2.2. Sự phân bố áp suất trong khí quyển đồng nhất (1), đẳng nhiệt (2) và đa nguyên (3)

2.2.3. Công thức khí áp toàn phần (công thức Laplace)

Xét sự thay đổi áp suất theo chiều cao trong lớp có độ cao từ z_1 đến z_2 . Khi đó công thức khí áp có dạng:

$$p_2 = p_1 e^{\int_{z_1}^{z_2} (g/RT) dz} \quad (2.16)$$

Trong đó, p_1 và p_2 là áp suất ở độ cao z_1 và z_2 .

Nếu gọi đại lượng:

$$\bar{T}_{ka} = \frac{z_1 - z_2}{\int_{z_1}^{z_2} (g/RT) dz} \quad (2.17)$$

có thứ nguyên nhiệt độ là nhiệt độ khí áp trung bình thì (2.16) có thể viết dưới dạng:

$$p_2 = p_1 e^{\frac{g(z_1 - z_2)}{RT_a}} \quad (2.18)$$

Hiệu độ cao $z_2 - z_1$ có thể tính được theo công thức

$$z_2 - z_1 = \frac{R}{g} \bar{T}_a \ln \frac{p_1}{p_2} \quad (2.19)$$

Như vậy, nhiệt độ khí áp trung bình chính là nhiệt độ của lớp đẳng nhiệt ảo có bề dày và hiệu áp suất ở giới hạn của nó bằng bề dày và hiệu áp suất ở giới hạn của lớp khí quyển thực. Trong thực tế, với một lớp không dày lắm, nhiệt độ trung bình số học của lớp: $\bar{T} = (1/2)(T_1 + T_2)$ chỉ lớn hơn nhiệt độ khí áp trung bình chút ít nên có thể sử dụng chúng thay cho nhiệt độ khí áp trung bình. Chỉ với những lớp có bề dày lớn hơn 5km và có gradien nhiệt độ thẳng đứng lớn ($\gamma = 1^\circ/100m$) thì sai số khi dùng nhiệt độ trung bình số học thay cho nhiệt độ khí áp trung bình mới vượt quá 1mbar, tức là vượt quá sai số quan trắc khí áp.

Khi dùng nhiệt độ \bar{T} , ta có thể viết công thức (2.19) dưới dạng:

$$z_2 - z_1 = \frac{R}{g} \bar{T} \ln \frac{p_1}{p_2} \quad (2.20)$$

Nếu sử dụng trong khí quyển thực có hơi nước ta phải dùng nhiệt độ ảo:

$$T_a = T [1 + \beta(e/p)] = T_0 (1 + \alpha t) [1 + \beta(e/p)]$$

Trong đó, $\beta = 0,378$; e là sức trương hơi nước; $T_0 = 273^\circ K$. Khi đó, công thức (2.20) có thể viết dưới dạng:

$$z_2 - z_1 = \frac{R}{g} \bar{T}_a \ln \frac{p_1}{p_2} = \frac{R}{g} T_0 (1 + \alpha \bar{t}) \left[1 + \beta \frac{\bar{e}}{\bar{p}} \ln \frac{p_1}{p_2} \right] \quad (2.21)$$

\bar{t} và \bar{e} là những giá trị trung bình số học. Sự biến đổi của gia tốc trọng trường theo độ cao và vĩ độ được xác định bởi công thức:

$$g = g_{0,45} (1 - a \cos 2\varphi) (1 - b.h) \quad (2.22)$$

Trong đó: φ là vĩ độ địa phương; h là độ cao trên mặt biển; $g_{0,45} = 980,6 m/s^2$ là giá trị gia tốc trọng trường ở mực biển tại vĩ độ $\varphi = 45^\circ$; $a = 0,00264$ và $b = 3,14 \cdot 10^{-7} m^{-1}$. Áp dụng công thức trên ta có thể viết (2.21) dưới dạng:

$$z_2 - z_1 = \frac{RT_0(1 + \alpha \bar{t}) \left[1 + \beta \left(\frac{\bar{e}}{p} \right) \right]}{g_{0,45}(1 - a \cos 2\phi)(1 - b\bar{h})} \ln \frac{p_1}{p_2} \quad (2.23)$$

Trong đó, $\bar{h} = (z_1 + z_2)$ là độ cao trung bình của lớp. Nhân cả tử và mẫu của (2.23) với $(1 + a \cos 2\phi)(1 + b\bar{h})$ và chú ý $(a \cos 2\phi)^2$; $(b\bar{h})^2$ rất nhỏ, ta được:

$$z_2 - z_1 = \frac{RT_0}{g_{0,45}} (1 + \alpha \bar{t}) \left[1 + \beta \frac{\bar{e}}{p} \right] (1 + a \cos 2\phi)(1 + b\bar{h}) \ln \frac{p_1}{p_2} \quad (2.24)$$

Công thức (2.24) được gọi là công thức Laplax. Người ta còn viết công thức Laplax dưới dạng khác:

$$z_2 - z_1 = 18400(1 + \alpha \bar{t}) \left[1 + \beta \frac{\bar{e}}{p} \right] (1 + a \cos 2\phi)(1 + b\bar{h}) \lg \frac{p_1}{p_2} \quad (2.25)$$

Trong trường hợp không khí khô và bỏ qua sự thay đổi của gia tốc trọng trường ta có:

$$z_2 - z_1 = 18400(1 + 0,00366\bar{t}) \lg \frac{p_1}{p_2} \quad (2.26)$$

Đây là công thức đơn giản tính bề dày của lớp khi biết áp suất ở giới hạn trên và dưới cùng với nhiệt độ trung bình của nó.

2.2.4. Công thức khí áp rút gọn. Bậc khí áp

1. Công thức khí áp rút gọn

Trong một số trường hợp, để tính bề dày của lớp người ta sử dụng công thức khí áp rút gọn (còn được gọi là công thức Babinê):

$$z_2 - z_1 = 2H_0(1 + \alpha \bar{t}_a) \frac{p_1 - p_2}{p_1 + p_2} \quad (2.27)$$

$$\text{Trong đó: } 2H_0 = 2(273.R/g) \approx 16.000\text{m} \quad (2.27')$$

Công thức Babinê chỉ sử dụng được đối với lớp mỏng. Nó được rút ra từ công thức (2.9'') đối với lớp có bề dày $z_2 - z_1$:

$$p_2 = p_1 e^{-\frac{z_2 - z_1}{H}} \quad (2.28)$$

Khi đó với $z_2 - z_1$ đủ nhỏ, ta có thể khai triển $e^{-\frac{z_2 - z_1}{H}}$ thành chuỗi và lấy tới số hạng bậc nhất ta được:

$$e^{-\frac{z_2 - z_1}{H}} = 1 - \frac{z_2 - z_1}{H}$$

Thay vào (2.28) ta có:

$$p_2 = p_1 \left(1 - \frac{z_2 - z_1}{H} \right)$$

Biến đổi tiếp ta được:

$$z_2 - z_1 = H \frac{p_1 - p_2}{p_1}$$

Khi thay $H = H_0(1 + \alpha t)$ và đưa vào nhiệt độ ảo ta thu được:

$$z_2 - z_1 = H_0(1 + \alpha \bar{t}_a) \frac{p_1 - p_2}{p_1} \quad (2.28')$$

Thay giá trị p_1 bằng $(p_1 + p_2)/2$ ta được công thức Babinê (2.27).

2. Bậc khí áp

Trong trường hợp không cần độ chính xác lớn, chúng ta có thể sử dụng đại lượng bậc khí áp để đặc trưng cho biến đổi của khí áp theo chiều cao. Bậc khí áp là độ cao tính bằng mét mà khí đi lên hoặc hạ xuống thì áp suất thay đổi 1mbar. Từ phương trình tĩnh học cơ bản dạng (2.2) đối với sai phân hữu hạn ta được:

$$-\frac{\Delta z}{\Delta p} = \frac{1}{g\rho} = \frac{RT}{pg} = \frac{H}{p} = \frac{H_0(1 + \alpha t)}{p} \quad (2.29)$$

Như vậy, bậc khí áp tỷ lệ nghịch với mật độ ρ do đó sẽ tăng theo chiều cao. Trong trường hợp cùng áp suất thì bậc khí áp trong không khí nóng lớn hơn trong không khí lạnh.

Từ (2.29) cho thấy, khi $p = 1.000\text{mbar}$ và $t = 0^\circ\text{C}$ thì $\Delta z/\Delta p = 8\text{m/mbar}$. Các giá trị của bậc khí áp ứng với giá trị p , t khác nhau được đưa ra trong bảng 2.3.

Bảng 2.3. Các giá trị của bậc khí áp (m/mbar)

Áp suất (mbar)	Nhiệt độ ($^\circ\text{C}$)				
	- 40	- 20	0	20	40
1.000	6,7	7,4	8,0	8,6	9,3
500	13,4	14,7	16,0	17,3	18,6
100	67,2	73,6	80,0	86,4	92,8

Đại lượng nghịch đảo của bậc khí áp được gọi là gradien khí áp thẳng đứng, nó cho biết sự thay đổi áp suất trên một đơn vị độ cao. Ký hiệu G_z là gradien khí áp thẳng đứng, ta có:

$$G_z = -\frac{\partial p}{\partial z} \quad (2.30)$$

Vì: $\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho = -\frac{g}{R} \frac{p}{T}$

ta có: $G_z = \frac{981}{2,87 \cdot 10^6} \frac{p}{T} \quad (\text{mbar}/100\text{m}) \quad (2.30')$

Với các giá trị p, T nào đó đã cho, ta có thể tính được giá trị của gradien khí áp thẳng đứng theo (2.30').

2.2.5. Công thức khí áp đối với những lớp khí quyển trên cao

Khi sử dụng công thức khí áp để tính áp suất trên những độ cao lớn, ta không thể coi gia tốc trọng trường là hằng số mà phải tính đến sự thay đổi của nó theo chiều cao cho bởi công thức:

$$g_h = g_0 \left(\frac{a}{a+h} \right)^2, \text{ trong đó } a \text{ là bán kính Trái Đất.}$$

Khi đó có thể viết công thức khí áp dưới dạng tổng quát sau:

$$\begin{aligned} -dp &= \frac{p}{RT} g_0 \left(\frac{a}{a+h} \right)^2 dz \\ \text{Hay } -\frac{dp}{p} &= \frac{g_0}{RT} a^2 \frac{dz}{(a+h)^2} = \frac{g_0}{RT} a^2 \frac{dh}{(a+h)^2} \end{aligned} \quad (2.31)$$

Tích phân công thức trên khi coi nhiệt độ không đổi theo chiều cao trong giới hạn $(p_0, p_h), (0, h)$ ta được:

$$p_h = p_0 e^{-\frac{g_0}{RT} \frac{a^2}{a+h} h} \quad (2.32)$$

Từ (2.32) cho thấy: sự giảm áp suất (cả nhiệt độ) theo chiều cao trong trường hợp này nhỏ hơn so với trường hợp $g = \text{const}$. Khi $h \geq 100\text{km}$ thì mức độ giảm chậm hơn này trở nên đáng kể.

Giả thiết $T = \text{const}$ thực ra không thực tế vì nhiệt độ các lớp cao thay đổi theo chiều cao rất phức tạp, chưa được nghiên cứu đầy đủ. Ngoài ra, cũng cần xét đến khái niệm áp suất được áp dụng như thế nào đối với các lớp cao

của khí quyển, ở đó không khí rất loãng, số phân tử ít, sự va chạm giữa các phân tử xảy ra là hữu hạn, vì vậy quãng đường tự do của các phân tử sẽ lớn, có cùng bậc với độ cao của khí quyển đồng nhất II. Song các kết quả nghiên cứu vấn đề này đã cho thấy có thể áp dụng được công thức khí áp đến độ cao 1.000km chứ không thể cao hơn.

2.2.6. Ứng dụng của các công thức khí áp

Các công thức khí áp biểu thị mối liên hệ giữa ba đại lượng cơ bản: áp suất p , nhiệt độ ảo T_a và độ cao z . Khi biết hai trong ba đại lượng trên có thể tìm được đại lượng thứ ba. Thông thường người ta sử dụng các công thức khí áp để giải các bài toán sau:

1. Tính sự phân bố áp suất theo chiều cao

Để tính áp suất p_2 tại mực z_2 đã cho ta phải biết áp suất p_1 tại mực z_1 nào đó và nhiệt độ ảo trung bình \bar{t}_a của lớp giữa z_1 và z_2 . Khi đó, có thể áp dụng công thức khí áp đối với khí quyển đẳng nhiệt.

2. Tính hiệu độ cao tại hai điểm

Để tính hiệu độ cao tại 2 điểm $\Delta z = z_2 - z_1$ ta phải biết áp suất và nhiệt độ ảo tương ứng tại hai điểm đó. Khi đó có thể sử dụng công thức Laplace với độ chính xác cao. Song trong thực tế, thường dùng công thức đối với khí quyển đẳng nhiệt (trong lớp 1 – 2km) và coi

$$\bar{t}_a = (1/2)[(t_a)_1 + (t_a)_2]$$

Để tiện tính toán người ta đã lập giản đồ.

3. Chuyển đổi áp suất về mực biển

Đây là bài toán được áp dụng rộng rãi trong khí tượng và môi trường. Ở các trạm quan trắc có độ cao trên mặt biển khác nhau, nên để có thể so sánh áp suất ở các điểm khác nhau ta phải chuyển hoá áp suất về mực biển. Giả sử, biết áp suất tại trạm là p_2 , độ cao trạm là z_2 , nhiệt độ ảo tại trạm và nhiệt độ tại mực biển (do nội ngoại suy), ta có thể tính được áp suất tại mực biển.

4. Xác định nhiệt độ trung bình của lớp

Trong trường hợp biết áp suất tại hai mực z_1 và z_2 là p_1 và p_2 , có thể xác định được nhiệt độ ảo trung bình của lớp.

5. Xác định khối lượng khí quyển và sự phân bố của nó theo độ cao

Áp suất khí quyển tại một mực nào đó bằng trọng lượng cột không khí tiết diện đơn vị trải từ mực đó tới giới hạn trên của khí quyển. Vậy, nếu ký

hiệu áp suất khí quyển tại mặt đất là p_0 , khối lượng cột không khí đơn vị trải từ mặt đất tới giới hạn trên của khí quyển là m_0 , ta có mối liên hệ:

$$p_0 = m_0 g \quad (2.33)$$

Từ đó có thể tính được m_0 khi biết p_0 và g . Coi p_0 là áp suất chuẩn tại mực biển và $p_0 = 1,0132 \cdot 10^5 \text{ N/m}^2$ và $g = 9,8 \text{ m/s}^2$ ta tính được:

$$m_0 = \frac{1,0132 \cdot 10^5}{9,81} \text{ kg} = 10.336 \text{ kg}$$

Khối lượng của toàn bộ khí quyển sẽ là:

$$M = m_0 S = m_0 4\pi a^2$$

Trong đó: S là diện tích bề mặt Trái Đất, a là bán kính Trái Đất.

Với $a = 6,37 \cdot 10^6 \text{ m}$ ta dễ dàng tính được:

$$M = 5,3 \cdot 10^8 \text{ kg} = 5,3 \cdot 10^{15} \text{ tấn}$$

Trong khi đó, khối lượng của Trái Đất bằng $6 \cdot 10^{21}$ tấn. Từ đây ta suy ra khối lượng của khí quyển nhỏ hơn của Trái Đất cỡ 10^6 lần.

Để biết sự phân bố theo phương thẳng đứng của khối lượng khí quyển ta cần tính tỷ số m_z/m_0 , trong đó m_z là khối lượng cột không khí đơn vị trải từ mặt đất tới mực z . Gọi m_1 là khối lượng cột không khí đơn vị trải tiếp từ mực z tới giới hạn trên của khí quyển, ta có mối liên hệ:

$$m_z = m_0 - m_1 \quad (2.34)$$

Còn m_1 , tương tự như hệ thức (2.33) ta có:

$$m_1 = \frac{p(z)}{g}$$

Đưa hệ thức này vào (2.34) và lưu ý tới công thức khí áp tổng quát ta được:

$$\begin{aligned} m_z &= m_0 - \frac{p(z)}{g} = m_0 - \frac{p_0 e^{-\int_0^z \frac{g dz}{RT}}}{g} \\ &= m_0 - m_0 e^{-\int_0^z \frac{g dz}{RT}} \\ &= m_0 \left(1 - e^{-\int_0^z \frac{g dz}{RT}} \right) \end{aligned}$$

$$\text{Từ đó: } \frac{m_z}{m_0} = 1 - e^{-\int_0^z \frac{g dz}{RT}} \quad (2.35)$$

Như vậy, tỷ số m_z/m_0 hoàn toàn tính được nếu biết sự biến đổi của T và g theo z . Để dễ dàng tính toán, ta giả thiết khí quyển là đẳng nhiệt và g ít biến đổi theo độ cao. Khi đó (2.35) trở thành:

$$\frac{m_z}{m_0} = 1 - e^{-z/H} \quad (2.36)$$

Trong đó, H là độ cao của khí quyển đẳng nhiệt ở nhiệt độ T , có thể lấy $H \approx H_0 \approx 8.000\text{m}$. Từ hệ thức (2.36) ta tính được tỷ số m_z/m_0 với các mực z khác nhau. Chẳng hạn, với: $z = 8.000\text{m}$ thì $m_z/m_0 = 0,63$; $z = 5.500\text{m}$ thì $m_z/m_0 = 0,50$.

Như vậy, trong lớp từ mặt đất đến độ cao $z = 8.000\text{m}$ đã chiếm 63% toàn bộ khối lượng khí quyển. Với khí quyển đẳng nhiệt $t = 0^\circ\text{C}$ thì 50% khối lượng khí quyển trong lớp dưới 5,5km, 99% trong lớp dưới 36km.

Thực tế, trong khí quyển, nhiệt độ thay đổi theo chiều cao, vì vậy kết quả trên có sai khác ít nhiều so với giá trị thực. Song sự sai khác không lớn lắm nên vẫn có thể dùng công thức trên để mô tả sự phân bố khối lượng khí quyển theo chiều cao.

2.2.7. Mặt đẳng áp và đường đẳng áp. Các trung tâm khí áp

Mặt đẳng áp là mặt mà áp suất tại các điểm trên đó có giá trị như nhau. Hình dạng các mặt đẳng áp nhìn chung rất phức tạp.

Khi cắt các mặt đẳng áp bởi một mặt đẳng mực (mặt đẳng độ cao) ta sẽ được họ các đường đẳng áp tại mực này. Nếu cắt các mặt đẳng áp bởi mặt phẳng thẳng đứng (chẳng hạn theo một mặt phẳng thẳng đứng qua một kinh tuyến nào đấy) ta cũng được họ các đường đẳng áp. Các đường đẳng áp trên mặt đẳng mực hoặc mặt phẳng thẳng đứng cho ta biết sự phân bố khí áp tương ứng theo chiều ngang và theo chiều thẳng đứng tại các mặt này.

Thông thường, trong khí tượng người ta chọn mặt phẳng đẳng mực là mực biển.

Như vậy, số liệu khí áp quan trắc được ở các đài trạm đều phải đưa về mực biển. Các bản đồ trên có thể xây dựng dựa theo số liệu quan trắc đồng thời tại một thời điểm nào đó hoặc theo số liệu đã được lấy trung bình trong khoảng thời gian nào đó: tháng, mùa hoặc năm. Loại bản đồ xây dựng tại một thời điểm được gọi là bản đồ Synop, còn loại xây dựng theo số liệu

trung bình được gọi là bản đồ khí hậu. Các đường đẳng áp trên các loại bản đồ này thường có giá trị cách nhau 5mbar.

Để đặc trưng cho mức độ thay đổi khí áp theo phương nằm ngang ta sử dụng gradien khí áp ngang: $G_n = - \partial p / \partial n$, trong đó n là pháp tuyến với đường đẳng áp. Gradien khí áp hướng về phía áp thấp và giá trị của nó được tính bằng mbar trên một độ kinh tuyến (khoảng 111km).

Trên các bản đồ Synop hoặc bản đồ khí hậu bao quát một vùng rộng lớn, ta có thể thấy các hình thể khí áp điển hình sau:

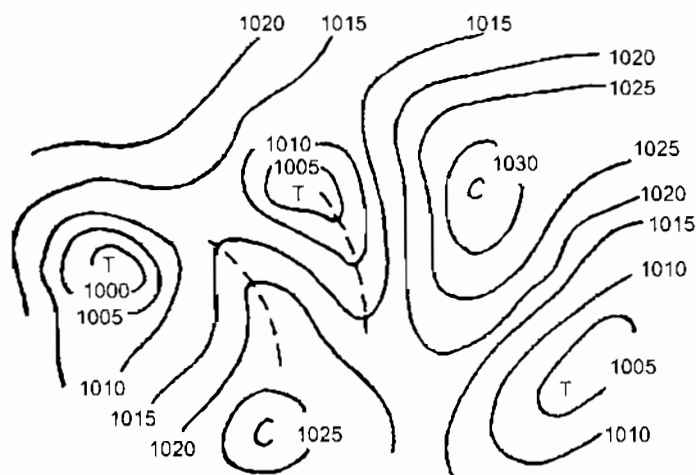
Xoáy thuận: là hình thể được tạo bởi hệ các đường đẳng áp khép kín sắp xếp xung quanh một điểm, tại đó áp suất cực tiểu, điểm này được gọi là tâm xoáy thuận.

Xoáy nghịch: là hình thể được tạo bởi hệ các đường đẳng áp khép kín sắp xếp xung quanh điểm tại đó có áp suất cực đại -- tâm xoáy nghịch.

Rãnh khí áp: là hệ thống các đường đẳng áp không khép kín, kéo dài dưới dạng những cái lưỡi, đường này bao bọc đường kia. Trục rãnh là đường tại đó áp suất có giá trị nhỏ nhất.

Lưỡi khí áp: tương tự như rãnh khí áp, nhưng lưỡi khí áp có trục là đường tại đó áp suất có giá trị lớn nhất.

Yên khí áp: được đặc trưng bởi hai xoáy thuận hoặc rãnh đối nhau kề với hai xoáy nghịch hoặc lưỡi khí áp đối nhau. Điểm giữa của hình thể này được gọi là tâm của yên khí áp. Các hình thể khí áp cơ bản được trình bày trên hình 2.3.



Hình 2.3. Các dạng của trường khí áp

Việc phân tích các trường khí áp thành các dạng hình thể cơ bản được áp dụng trong các nghiệp vụ dự báo thời tiết.

Các bản đồ khí hậu cho ta hình dung sự phân bố trường khí áp trung bình. Người ta đã xây dựng các bản đồ loại này cho toàn cầu theo số liệu trung bình nhiều năm của áp suất trung bình năm hoặc trung bình tháng giêng (đại diện cho mùa đông) và tháng bảy (đại diện cho mùa hè).

Phân tích bản đồ khí áp trung bình toàn năm cho thấy ở xích đạo có đới áp thấp, từ xích đạo về phía Bắc và phía Nam, áp suất tăng dần, đạt cực đại ở khoảng vĩ độ $30 - 40^{\circ}\text{N}$ (S), sau đó áp suất lại giảm đạt cực tiểu ở vùng vĩ độ $60 - 70^{\circ}\text{N}$ (S), từ vĩ độ này về cực áp suất có tăng chút ít. Phân tích bản đồ khí áp trung bình tháng giêng và tháng bảy cho thấy sự phân bố khí áp phức tạp hơn. Trên các bản đồ này thể hiện rõ những trung tâm áp cao và áp thấp với nhiều đường đẳng áp khép kín bao quát không gian rộng lớn.

Sự phân bố khí áp không đều trên mặt đất do nguyên nhân nhiệt lực và nguyên nhân động lực quyết định. Nguyên nhân đầu xuất hiện do sự dãn nở không đều của mặt đệm, bên trên mặt đệm lạnh áp suất ở gần mặt đất sẽ có điều kiện tăng lên và ngược lại. Ngoài ra có thể thấy rõ ảnh hưởng của nguyên nhân động lực thể hiện ở vùng có sự hội tụ hoặc phân kỳ của không khí, ở vùng hội tụ áp suất tăng, ở vùng phân kỳ áp suất giảm đi. Hai nguyên nhân trên tác động đồng thời và quyết định sự phân bố thực của áp suất.

Ở Bắc bán cầu do phân lục địa khá lớn, sự phân bố áp suất phức tạp hơn nhiều so với Nam bán cầu. Ở lục địa lớn, xuất hiện những trung tâm khí áp theo mùa, chẳng hạn ở vùng châu Á, mùa đông là áp cao, mùa hè lại biểu hiện áp thấp. Các trung tâm khí áp có ảnh hưởng lớn đến các dòng khí, đến điều kiện thời tiết, khí hậu ở vùng lãnh thổ rộng lớn, vì vậy còn được gọi là trung tâm tác động của khí quyển.

2.2.8. Địa thế vị. Công thức khí áp của địa thế vị

Trong khí tượng, khi nghiên cứu sự phân bố của áp suất và chuyển động của không khí, việc sử dụng đại lượng thế vị của trọng lực cho kết quả khá tốt. Thế năng của trọng trường còn được gọi là địa thế vị. *Như vậy, địa thế vị hay thế vị của trọng lực tại một điểm nào đó có độ cao z cách mặt đất (chính xác hơn là mặt biển) là công sản ra của vectơ trọng lực để đưa một đơn vị khối lượng không khí từ mực ban đầu đến điểm nào đó.* Rõ ràng địa thế vị là hàm của tọa độ điểm mà đạo hàm của nó theo hướng nào đó sẽ cho ta lực tác

động tại điểm này theo hướng đó. Địa thế vị cũng đặc trưng cho năng lượng thế vị (thế năng) của phần tử khí nằm tại điểm xác định.

Bất kỳ điểm nào trong khí quyển (toạ độ x, y, z) cũng được đặc trưng bởi giá trị địa thế vị tại điểm đó: $\Phi(x, y, z)$. Nếu giả thiết $\Phi(x, y, z) = A = \text{const}$ thì ta được mặt đẳng thế vị hay mặt địa thế vị.

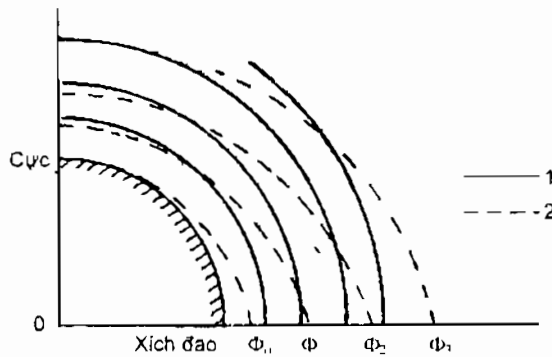
Khi thay hằng số A bằng các giá trị khác nhau ta được các mặt địa thế vị khác nhau. Nếu tại một điểm nào đó trên mặt địa thế vị $\Phi = A$, theo hướng pháp tuyến với mặt này ta lấy một điểm khác rất gần điểm đã cho, cách điểm đã cho một đoạn dz thì địa thế vị tại điểm đó sẽ là $\Phi + d\Phi = A_1$, khi đó công vận chuyển một đơn vị khối lượng từ điểm đầu đến điểm thứ hai sẽ là

$$d\Phi = g dz \quad (2.37)$$

trong đó, g là gia tốc trọng trường.

Nếu giá trị $d\Phi$ là hằng số nào đó thì từ (2.37) cho thấy:

- Khoảng cách giữa 2 mặt địa thế vị rất gần nhau tỷ lệ nghịch với g .
- dz không thể bằng không, chứng tỏ hai mặt địa thế vị không thể cắt nhau hoặc tiếp xúc nhau nếu giá trị địa thế vị của chúng khác nhau. Hay nói cách khác, tại điểm đã cho chỉ có một mặt địa thế vị đi qua.



Hình 2.4. Sự phân bố của các bề mặt đẳng cao (1) và bề mặt đẳng thế (2) trong khí quyển

Người ta quy ước mặt khởi điểm có $\Phi_0 = 0$ là mặt biển không xáo động.

Do giá trị của g giảm dần từ cực tới xích đạo nên khoảng cách giữa hai mặt địa thế vị tăng từ cực về xích đạo (xem hình 2.4).

Từ hình 2.4 cho thấy, ở cùng độ cao trên mặt biển, nhưng ở hai vĩ độ khác nhau mà địa thế vị ở điểm A khác địa thế vị tại điểm B (Φ_1 và Φ_2 ; $\Phi_2 > \Phi_1$).

Do đó, dọc bề mặt đẳng cao tồn tại một lực có xu hướng chuyển dịch các điểm vật chất từ cực về xích đạo.

Do quy ước địa thế vị tại mực biển ($z = 0$) bằng 0 nên địa thế vị tại mực z có thể tính bằng cách tích phân công thức (2.37) trong giới hạn $(0, \Phi_2)$, $(0, z)$:

$$\Phi_z = gz \quad (2.38)$$

Đơn vị để đo địa thế vị là $1\text{m}^2/\text{s}^2$, nhưng do nó quá nhỏ nên trong khí tượng người ta dùng đơn vị khác lớn gấp 10 lần và bằng $10\text{m}^2/\text{s}^2$ và gọi là *mét động lực*. Ý nghĩa của đơn vị này có thể thấy từ công thức (2.38) khi lấy $g = 10\text{m}/\text{s}^2$, khi đó giá trị địa thế vị biểu diễn bằng mét động lực bằng giá trị độ cao z tính theo mét hình học.

Giữa độ cao của điểm nào đấy z có mối quan hệ với địa thế vị tại điểm đó theo (2.38) nên để đặc trưng cho vị trí của điểm ta có thể dùng giá trị địa thế vị tại điểm này – gọi là *độ cao địa thế vị* H – thay cho độ cao hình học. Khi đó:

$$H (\text{mét động lực}) = \frac{1}{10} \Phi = \frac{g}{10} z \quad (2.39)$$

Trong đó, z tính bằng mét (m).

Vì g nhỏ hơn $10\text{m}/\text{s}^2$ nên về giá trị, H và z khác nhau. Do đó, từ năm 1952 người ta đã dùng đơn vị khác là mét địa thế vị (mdtv) thay cho mét động lực.

Mét địa thế vị là giá trị của công phải sản ra để đưa một đơn vị khối lượng lên khoảng cách một mét chống lại lực trọng trường có gia tốc là $9,8\text{m}/\text{s}^2$. Như vậy $1\text{mdtv} = 9,8\text{m}^2/\text{s}^2$ và $H (\text{mdtv}) = gz/9,8$ (z tính bằng m).

Do gia tốc trọng trường: $g \approx 9,8\text{m}/\text{s}^2$ nên về giá trị, H (mdtv) và z (m) khác nhau rất ít, nên trong thực tế có thể coi như nhau. Việc đưa vào khái niệm địa thế vị cho phép ta biểu diễn mối liên hệ giữa sự biến đổi của áp suất theo chiều cao với sự biến đổi của địa thế vị. Thật vậy, từ phương trình tĩnh học $dp = -\rho g dz$ ta có

$$dp = -\rho d\Phi \quad (2.40)$$

$$\begin{aligned} \text{Vì} \quad & \rho = p/RT_a \\ \text{nên} \quad & d\Phi = -RT_a(dp/p) \end{aligned} \quad (2.41)$$

Từ đó

$$\int_{\Phi_1}^{\Phi_2} d\Phi = -R \overline{T_a} \int_{p_1}^{p_2} dp/p \quad (2.42)$$

Ở đây, Φ_1 và Φ_2 là hai giá trị địa thế vị tương ứng trên mực z_1 và z_2 , nơi có áp suất bằng p_1 và p_2 . Từ (2.42) ta có:

$$\Phi_2 - \Phi_1 = R \bar{T}_a \ln \frac{p_1}{p_2} \quad (2.43)$$

Hoặc khi $\Phi_1 = 0$ ứng với $p_1 = p_0$ thì Φ , ở độ cao nào đó ứng với áp suất p sẽ là:

$$\Phi_p = R \bar{T}_a \ln \frac{p_0}{p} \quad (2.44)$$

Công thức (2.44) có dạng giống các công thức khí áp, vì vậy nó được coi là công thức khí áp của địa thế vị. Nếu đo địa thế vị bằng mét địa thế vị và ký hiệu bằng H , từ (2.43) ta có:

$$\begin{aligned} H_2 - H_1 &= \frac{R}{9.8} \bar{T}_a \ln \frac{p_1}{p_2} = 0,102.2,3.287. \bar{T}_a \lg \frac{p_1}{p_2} \\ &= 67,44. \bar{T}_a \lg \frac{p_1}{p_2} \quad (\text{mdtv}) \end{aligned} \quad (2.45)$$

2.2.9. Địa thế vị tuyệt đối và tương đối. Bản đồ hình thế khí áp

Ta xét trong khí quyển một mặt đẳng áp nào đấy. Độ cao trên mặt biển của các điểm khác nhau trên bề mặt này nói chung là khác nhau. Giá trị địa thế vị tại mỗi điểm, hoặc độ cao địa thế vị của nó H_p được gọi là địa thế vị tuyệt đối của mặt đẳng áp p đã cho và được xác định bởi công thức:

$$\Phi_p = R \bar{T}_a \ln \frac{p_0}{p} \quad (2.46)$$

$$\text{Hoặc} \quad H_p = \frac{1}{9,8} \Phi_p$$

Như vậy, với mặt đẳng áp cho trước ($p = \text{const}$) thì độ cao địa thế vị của nó phụ thuộc vào \bar{T}_a của lớp không khí từ mực biển đến mặt đẳng áp và vào áp suất tại mực biển p_0 . Để thấy rõ điều đó ta vì phân hai vế của (2.46):

$$d\Phi_p = R \ln \frac{p_0}{p} d\bar{T}_a + R \bar{T}_a \frac{dp_0}{p_0} \quad (2.47)$$

Từ đó cho thấy, khi \bar{T}_a tăng hoặc giảm (với $p_0 = \text{const}$) thì địa thế vị tuyệt đối cũng tăng và giảm theo. Cùng mức độ thay đổi của \bar{T}_a nhưng ở các mặt đẳng áp khác nhau, mức độ thay đổi của Φ_p cũng khác nhau, cụ thể là

với p càng nhỏ thì Φ_p thay đổi càng lớn. Khi tăng \overline{T}_a lên 1° thì độ cao địa thế vị mặt 700mbar, ứng với $p_0 = 1.000\text{mbar}$, sẽ tăng lên $80\text{m}^2/\text{s}^2$. Khi tăng p_0 lên 1mbar tất cả các mặt địa thế vị tăng lên khoảng $80\text{m}^2/\text{s}^2$.

Ngoài địa thế vị tuyệt đối, trong khí tượng còn sử dụng địa thế vị tương đối, đó là hiệu địa thế vị của hai mặt đẳng áp p_1 và p_2 , ký hiệu là $H_{p_1}^{p_2} = H_{p_1} - H_{p_2}$. Từ (2.45) ta có:

$$H_{p_1}^{p_2} = 67.44 \cdot \overline{T}_a \lg \frac{p_1}{p_2}$$

Do p_1 và p_2 không đổi nên địa thế vị tương đối chỉ phụ thuộc nhiệt độ ảo trung bình của lớp nằm giữa hai mặt đẳng áp, tăng khi \overline{T}_a tăng và giảm khi \overline{T}_a giảm. Chẳng hạn, lấy $p_1 = 1.000\text{mbar}$, $p_2 = 500\text{mbar}$ ta có:

$$H_{500} - H_{1000} = H_{1000}^{500} = 67.44 \cdot \overline{T}_a \lg \frac{1000}{500} = 20,3 \overline{T}_a \quad (\text{mdtv}) \quad (2.48)$$

Như vậy, nếu \overline{T}_a thay đổi 1° thì bề dày của lớp thay đổi 20m địa thế vị (mdtv).

Người ta dùng khái niệm địa thế vị tương đối và tuyệt đối để xây dựng các bản đồ hình thể khí áp. Các bản đồ này được xây dựng như sau:

Trên bề mặt đẳng áp nào đấy bao phủ mặt lãnh thổ rộng lớn ta vẽ những đường cùng độ cao địa thế vị tuyệt đối của nó. Những đường này chính là giao tuyến của mặt đẳng áp với các mặt địa thế vị và được gọi là đường đẳng cao. Như vậy, vùng bề mặt đẳng áp nằm cao hơn (vùng có độ cao địa thế vị của mặt đẳng áp lớn hơn) sẽ trùng với vùng có khí áp trên cùng độ cao hình học lớn hơn và ngược lại. Loại bản đồ này được gọi là bản đồ hình thể tuyệt đối và được ký hiệu là AT_p ; chẳng hạn AT_{1000} , AT_{850} , AT_{700} , AT_{500} , AT_{300} , AT_{200} , AT_{100} , v.v...

Ngoài bản đồ hình thể tuyệt đối, người ta còn xây dựng bản đồ hình thể tương đối và ký hiệu là $OT_{p_1}^{p_2}$ (p_2 là mực nằm trên). Trên bản đồ này người ta cũng vẽ các đường đẳng cao nhưng thực chất là đường đẳng hiệu độ cao giữa hai mặt đẳng áp. Như trên đã nêu, hiệu độ cao địa thế vị đặc trưng cho nhiệt độ ảo trung bình của lớp nằm giữa hai mặt đẳng áp, vì vậy trên bản đồ tương đối, vùng có giá trị hiệu độ cao lớn sẽ trùng với vùng nóng và ngược lại. Trên thực tế, thường xây dựng bản đồ OT_{1000}^{500} , bản đồ này đặc trưng cho lớp khí quyển từ mặt biển ($p = 1.000\text{mbar}$) đến độ cao khoảng 5 – 5,5km ($p = 500\text{mbar}$), tức là lớp chiếm gần một nửa khối lượng khí quyển.

2.3. QUY LUẬT BIẾN ĐỔI CỦA NHIỆT ĐỘ THEO CHIỀU CAO

2.3.1. Tầng kết nhiệt của khí quyển

Để đánh giá độ biến thiên của nhiệt độ khí quyển theo chiều cao, người ta dùng gradien thẳng đứng của nhiệt độ, xác định bởi công thức sau:

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.49)$$

Trong đó, T là nhiệt độ không khí của khí quyển ($^{\circ}\text{K}$), đại lượng này biến đổi theo không gian và thời gian. Tuy nhiên, trong các bài toán lan truyền chất ô nhiễm và bụi, ảnh hưởng của nhiệt độ tới quá trình khuếch tán chủ yếu phụ thuộc vào độ biến thiên của nhiệt độ theo phương đứng (vuông góc với mặt đất) trong lớp khí quyển khảo sát. Độ biến thiên này liên quan chặt chẽ với độ ổn định của khí quyển. Vì vậy, để đưa ra tiêu chí đánh giá độ ổn định của khí quyển, người ta lấy gradien nhiệt độ thẳng đứng của phân tử không khí khô di chuyển đoạn nhiệt để làm thước đo, nó được xác định bởi công thức:

$$\gamma_a = -\frac{\partial T^*}{\partial z} \quad (2.50)$$

Ở đây, T^* là nhiệt độ của phân tử không khí khô. Giá trị này tính theo lý thuyết $\approx 1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, nghĩa là cứ lên cao 100m thì nhiệt độ T^* của phân tử không khí khô di chuyển đoạn nhiệt sẽ giảm đi 1°C . Dựa vào các công thức (2.49) và (2.50) người ta đưa ra chỉ tiêu để đánh giá độ ổn định của khí quyển như sau:

1. Nếu khí quyển có gradien nhiệt độ thẳng đứng $\gamma < \gamma_a$ thì khí quyển ở trạng thái tầng kết nhiệt ổn định (hay khí quyển được gọi là ổn định).
2. Nếu khí quyển có $\gamma = \gamma_a$ thì khí quyển ở trạng thái cân bằng nhiệt (khí quyển được gọi là cân bằng phiếm định).
3. Nếu $\gamma > \gamma_a$ thì khí quyển có tầng kết nhiệt bất ổn định (khí quyển được gọi là bất ổn định).

Ví dụ: khi quan trắc sự biến đổi của nhiệt độ thực tế trong một lớp không khí nào đó, giá trị trung bình $\bar{\gamma}$ của lớp đó $= 0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ thì kết luận rằng trạng thái của lớp khí quyển này là ổn định.

2.3.2. Các profin thẳng đứng của nhiệt độ

1. Trường hợp $\gamma = 0$

Từ (2.49) suy ra $-\frac{\partial T}{\partial z} = 0$ hay $T = \text{const}$, khí quyển trong trường hợp này có nhiệt độ không đổi, được gọi là *khí quyển đẳng nhiệt độ*.

2. Trường hợp $\gamma > 0$

Từ (2.49) suy ra $-\frac{\partial T}{\partial z} > 0 \rightarrow \frac{\partial T}{\partial z} < 0$, nghĩa là nhiệt độ giảm theo chiều cao, đây là trạng thái thông thường diễn ra trong khí quyển, càng lên cao thì nhiệt độ càng giảm (lực đẩy Acsimet có giá trị lớn hơn trọng lực của phân tử không khí, do đó phân tử không khí dễ rời mặt đất để di chuyển lên trên).

3. Trường hợp $\gamma < 0$

Từ (2.49) suy ra $-\frac{\partial T}{\partial z} < 0 \rightarrow \frac{\partial T}{\partial z} > 0$, nghĩa là nhiệt độ tăng theo chiều cao. Trường hợp này được gọi là *hiện tượng nghịch nhiệt*, thông lượng nhiệt hướng từ trên xuống dưới, hạn chế sự phát tán của các phân tử vật chất (các chất ô nhiễm) lên trên, gây ô nhiễm lớp không khí sát đất.

4. Trường hợp $\gamma = \gamma_0 = \text{const}$

Từ (2.49) suy ra $-\frac{\partial T}{\partial z} = \gamma_0 \rightarrow \partial T = -\gamma_0 \partial z$, lấy tích phân 2 vế của đẳng thức này từ mực z_0 có nhiệt độ T_0 đến mực z có nhiệt độ T , ta được:

$$\int_{T_0}^T \partial T = -\gamma_0 \int_{z_0}^z \partial z$$

$$\text{hay} \quad T = T_0 - \gamma_0(z - z_0) = \beta - \gamma_0 z \quad (2.51)$$

$$\text{Với} \quad \beta = T_0 + z_0 \gamma_0$$

Nếu $z_0 = 0$ (tại bề mặt Trái Đất) thì (2.51) trở thành:

$$T = T_0 - \gamma_0 z \quad (2.52)$$

Các công thức (2.51) và (2.52) cho thấy, trong trường hợp $\gamma = \text{const}$ thì profin thẳng đứng của nhiệt độ có dạng tuyến tính, nghĩa là nhiệt độ giảm tuyến tính theo chiều cao. Khí quyển ứng với trường hợp này được gọi là *khí quyển đa nguyên*. Trong trường hợp tổng quát khi $\gamma \neq \text{const}$, sự phụ thuộc của T vào z là hàm số phức tạp, không thể lấy tích phân trực tiếp, khi đó profin thẳng đứng của T là một đường cong, đường cong này có thể xấp xỉ theo số liệu quan trắc thực tế bằng phương pháp bình phương tối thiểu.

2.4. CÁC QUY LUẬT BIẾN ĐỔI CỦA TỐC ĐỘ GIÓ THEO CHIỀU CAO (các profin thẳng đứng của tốc độ gió) [2]

Quá trình lan truyền bụi và các chất ô nhiễm thải ra từ các nguồn giao thông, công nghiệp được khuếch tán và lan truyền ảnh hưởng trực tiếp đến sức khoẻ con người và hệ sinh thái chủ yếu tập trung trong lớp không khí sát đất (tính từ mặt đất đến 100 – 200m). Vì vậy, phần này chỉ trình bày các quy luật biến đổi của tốc độ gió theo độ cao trong lớp không khí nói trên, các quy luật này có tác động trực tiếp đến sự phân bố nồng độ bụi và chất ô nhiễm ứng với các điều kiện tầng kết nhiệt của khí quyển (độ ổn định của khí quyển).

2.4.1. Profin của tốc độ gió trong lớp không khí sát đất ở điều kiện cân bằng

Từ các khái niệm vật lý đơn giản ta thấy ngay rằng, sự trao đổi rối trong lớp khí quyển sát đất phụ thuộc vào các nhân tố sau:

- Gió ở ranh giới trên của lớp khí quyển sát đất.
- Mức độ lồi lõm của mặt đệm.
- Độ bền vững nhiệt (tầng kết nhiệt) của khí quyển.

Hai nhân tố đầu có bản chất động lực, còn nhân tố thứ ba là nhân tố nhiệt lực.

Khi các nhân tố động lực giống nhau, sự trao đổi rối sẽ diễn ra mạnh mẽ trong trường hợp tầng kết bất ổn định và bị cản trở trong trường hợp tầng kết ổn định. Nếu khí quyển ở trạng thái cân bằng phiếm định, rối hoàn toàn xác định bởi nhân tố động lực. Trong lớp khí quyển sát đất, điều kiện cân bằng phiếm định tương đương với điều kiện đẳng nhiệt ($T(z) = \text{const}$), do vậy các phân tử khí di chuyển theo các xoáy rối đến mỗi mực nào đó đều có nhiệt độ như nhiệt độ của môi trường xung quanh. Vì lẽ đó, người ta thường gọi trạng thái cân bằng phiếm định của lớp khí quyển sát đất là *trạng thái cân bằng*.

Tại ngay sát mặt đất, quãng đường dịch chuyển l từ vị trí phát sinh xoáy đến chỗ nó tan biến đi (hoà vào không khí xung quanh) do bị ảnh hưởng của bề mặt trái dưới nên có giá trị nhỏ. Càng lên cao (càng xa mặt đất) l càng tăng và do l và z đều cùng thứ nguyên, nên *trong điều kiện cân bằng* có thể sử dụng giả thiết có ý nghĩa vật lý rõ ràng nhất là *giả thiết về sự phụ thuộc tuyến tính của l vào z* :

$$l = \chi z \quad (2.53)$$

Trong công thức (2.53), hệ số tỷ lệ χ hiển nhiên phải là một đại lượng vạn năng (còn gọi là đại lượng thông dụng) vô thứ nguyên. Giá trị của χ thu được lần đầu tiên trong phòng thí nghiệm (theo Karman) bằng 0,38, được gọi là hằng số Karman. Việc khảo sát những kết quả áp dụng giả thiết 2.53 vào những điều kiện cân bằng trong lớp khí quyển sát đất đã chứng tỏ rằng ở đây χ cũng không đổi và có giá trị xấp xỉ như giá trị Karman tìm được. Thực ra, các tác giả khác nhau cũng đã thu được những giá trị của χ khác nhau, song chúng đều nằm trong giới hạn từ 0,36 đến 0,43. Trong các tính toán thực tế, người ta thường dùng giá trị $\chi = 0,4$.

Ta sẽ sử dụng giả thiết (2.53) để nghiên cứu sự phân bố của tốc độ gió theo chiều cao trong lớp khí quyển sát đất, và lưu ý rằng ở lớp không khí này thì coi hướng gió không biến đổi theo độ cao.

Xét sự phụ thuộc của độ lớn tốc độ gió V theo chiều cao. Để đơn giản ta hướng trục X dọc theo chiều chuyển động, lúc đó $v = 0$, $u = V$; $\tau_x = 0$; $\tau_z = \tau_0$ đồng thời bỏ qua sự biến đổi không đáng kể của mật độ ρ trong giới hạn của lớp khí quyển sát đất ($\rho / \rho_0 \approx 1$), khi đó các phương trình biểu diễn mối quan hệ giữa ứng suất rối τ_0 tại mặt đất với gradient thẳng đứng của tốc độ được xác định bởi công thức sau [2] :

$$K \frac{\partial u}{\partial z} = K \frac{\partial V}{\partial z} = \frac{\tau_0}{\rho} = v_*^2$$

$$\text{Hay} \quad \frac{\partial V}{\partial z} = \frac{v_*^2}{K} \quad (2.54)$$

Mặt khác, hệ số rối K liên quan với quãng đường dịch chuyển l theo hệ thức:

$$K = l^2 \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.55)$$

Thay (2.55) vào (2.54) ta được:

$$\frac{\partial V}{\partial z} = \frac{v_*}{l} = \frac{v_*}{\chi \cdot Z} \quad (2.56)$$

Tích phân hai vế phương trình (2.56) theo z ta được:

$$V = \frac{v_*}{\chi} \ln z + a \quad (2.56')$$

Ở đây, a là hằng số tích phân được xác định từ điều kiện sau: do sự không bằng phẳng của mặt đệm nên tốc độ gió trung bình V không bằng 0 tại $z = 0$ mà tại mực $z = z_0$, nào đó; ở dưới mực này chỉ tồn tại các nhiễu động của tốc độ. Mực z_0 được gọi là tham số gồ ghề hoặc tham số nhám. Sử dụng tham số nhám ta có thể viết (2.56') dưới dạng:

$$V = \frac{v_*}{\chi} \ln \frac{z}{z_0} \quad (2.57)$$

Theo các kết quả quan trắc thực tế z_0 bằng khoảng 1/30 của độ cao các mấp mô. Trên các thảm thực vật z_0 bằng 1/7 đến 1/8 độ cao của cây cối.

Gọi V_1 là tốc độ gió tại mực z_1 ta có

$$V_1 = \frac{v_*}{\chi} \ln \frac{z_1}{z_0} \quad (2.57')$$

Trừ (2.57) với (2.57') ta được:

$$V - V_1 = \frac{v_*}{\chi} \ln \frac{z}{z_1} \quad (2.58)$$

Như vậy, trong điều kiện cân bằng, độ lớn của gió trong lớp khí quyển sát mặt đất tăng theo độ cao với quy luật phân bố logarit - đó chính là nội dung định luật phân bố logarit của tốc độ gió trong lớp khí quyển sát đất mà lần đầu tiên được đề cập đến trong công trình của Prant và Karman.

Thay (2.56) vào (2.55) ta tìm được công thức tính hệ số rối K như sau:

$$K = lv_* = \chi v_* z \quad (2.59)$$

Như vậy, hệ số rối trong lớp khí quyển sát đất tăng tuyến tính theo chiều cao.

Nếu ký hiệu K_1 là hệ số rối tại độ cao $z = 1m$ ta có:

$$K(z) = K_1 \cdot z \quad (2.60)$$

$$\text{Trong đó } K_1 = \chi \cdot v_* \quad (2.61)$$

Khi biết tốc độ gió ở hai mực, theo (2.58) ta dễ dàng xác định được v_* , sau đó theo (2.61) xác định được K_1 và do đó xác định được $K_{(z)}$ ở tất cả các độ cao trong lớp khí quyển sát đất. Từ đó có thể tính được ứng suất τ theo công thức:

$$\tau = \tau_0 = \rho_0 v_*^2 \quad (2.62)$$

Và tham số nhám z_0 theo (2.57).

Tuy vậy, cần lưu ý rằng độ chênh lệch giữa giá trị của tốc độ ở hai mực được xác định với mức độ chính xác không cao. Vì vậy, khi tiến hành xác định các yếu tố mà chỉ dùng số liệu ở hai mực sẽ gặp phải sai số lớn tới 50%. Muốn nâng độ chính xác cần phải sử dụng số liệu quan trắc ở nhiều mực và chỉnh lý theo phương pháp đồ thị hoặc phương pháp thống kê.

Vì z_0 thường nhỏ, không ảnh hưởng nhiều đến việc tính toán tốc độ gió tại các độ cao khác nhau, nên có thể sử dụng các giá trị trung bình của chúng đối với một số dạng mặt đệm khác nhau. Các giá trị như vậy được chỉ ra trong bảng 2.4.

Bảng 2.4. Tham số nhám z_0 của một số mặt đệm

Đặc tính mặt đệm	z_0 (cm)
Cánh đồng thực vật cao	5
Cánh đồng cỏ và ruộng đã cây	1
Đất bằng phẳng	0,5
Mặt tuyết phủ	0,5

Tương tự, ta cũng có thể xác định được quy luật phân bố của độ ẩm riêng theo độ cao z trong lớp khí quyển sát đất khi có điều kiện cân bằng. Thật vậy, khi biểu thị hệ số rối K_z qua K theo hệ thức sau [2]:

$$Q_q = -\rho\alpha_q K \frac{\partial q}{\partial z} = -\rho\alpha_q \chi v_z \frac{\partial q}{\partial z} \quad (2.63)$$

Vì α_q có bậc đơn vị, nên người ta thường coi $\alpha_q = 1$ hay $K = K_q$, khi đó

$$\frac{\partial q}{\partial z} = -\frac{Q_q}{\rho \chi v_z} \quad (2.64)$$

Lấy tích phân phương trình trên ta thu được:

$$q = -\frac{Q_q}{\rho \chi v_z} \ln z + b \quad (2.65)$$

Trong đó, b là hằng số tích phân.

Như vậy, khi có những điều kiện cân bằng profin của độ ẩm riêng trong lớp khí quyển sát đất cũng là một đường logarit. Nếu ký hiệu độ ẩm riêng ở mực z_1 nào đó là q_1 thì từ (2.65) ta có:

$$q - q_1 = -\frac{Q}{\rho \chi v_z} \ln \frac{z}{z_1} \quad (2.66)$$

Dấu trừ trong công thức (2.66) chỉ ra rằng, khi dòng nhiệt dương (hướng từ dưới lên), tức là có sự bốc hơi từ mặt đệm thì độ ẩm riêng giảm theo chiều cao, còn khi dòng nhiệt âm độ ẩm tăng theo chiều cao. Nếu có những số liệu quan trắc về độ ẩm và tốc độ gió ở hai mực ta có thể xác định được dòng ẩm rồi Q_v thông qua phương trình (2.66). Trong thực tế, để có kết quả chính xác hơn người ta phải quan trắc ở nhiều mực và dùng phương pháp đồ thị hoặc phương pháp thống kê để xác định dòng ẩm rồi.

2.4.2. Profin của tốc độ gió trong lớp khí quyển sát đất ở điều kiện không cân bằng

Trong thực tế, điều kiện cân bằng của lớp khí quyển sát đất xảy ra không nhiều. Điều đó có thể thấy khi lập đồ thị phân bố tốc độ gió theo chiều cao trong lớp khí quyển sát đất qua các số liệu quan trắc. Nhìn chung, đa số trường hợp, profin tốc độ gió lệch khỏi đường logarit, chứng tỏ phân tầng nhiệt không phải ở điều kiện cân bằng. Trong trường hợp như vậy, sự trao đổi loạn lưu sẽ phụ thuộc cả hai nhân tố động lực và nhiệt lực. Do đó, khi xây dựng các mô hình lý thuyết về profin gió trong những điều kiện không cân bằng, người ta cố gắng đưa vào các tham số đặc trưng cho mức độ ổn định của khí quyển. Dưới đây ta xét một số mô hình được xây dựng theo kiểu đó.

1. Mô hình profin lũy thừa

Phương pháp đơn giản nhất để thiết lập quy luật phân bố của tốc độ gió theo chiều cao trong lớp khí quyển sát đất là xấp xỉ profin gió bằng các công thức giải tích trong đó chứa những tham số đặc trưng cho mức độ ổn định của khí quyển. Các tham số này được xác định dựa trên các số liệu quan trắc thực tế. Trong số các mô hình xây dựng theo phương thức đó mà hiện nay vẫn còn giữ được ý nghĩa thực tiễn nhất định là mô hình profin lũy thừa có dạng sau:

$$V = V_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^n \quad (2.67)$$

Ở đây, V và V_1 là tốc độ gió ở mực z và z_1 còn n là tham số phụ thuộc độ ổn định của khí quyển.

Thay biểu thức này vào công thức đối với ứng suất ma sát rồi ta được:

$$\tau = \rho K \frac{\partial V}{\partial z} = \frac{V_1 \rho K n}{z_1} \left(\frac{z}{z_1} \right)^{n-1}$$

từ đó có thể xác định được profin của K dưới dạng:

$$K = K_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1-n} \quad (2.68)$$

Ở đây, $K_1 = \frac{\tau z_1}{V_1 \rho n}$ là hệ số rối tại mực z_1 .

Vì tốc độ gió cũng như hệ số rối luôn tăng theo chiều cao nên n phải là phân số đúng ($0 < n < 1$).

Những kết quả tính toán dựa trên các số liệu quan trắc thực tế đã chứng tỏ rằng n có phụ thuộc vào độ ổn định của khí quyển. *Giá trị đặc trưng của nó ở điều kiện cân bằng vào khoảng 1/7, khi có nghịch nhiệt vào khoảng 1/4, còn ở điều kiện siêu đoạn nhiệt là khoảng 1/10.*

Thực tế cho thấy, nếu trong điều kiện nghịch nhiệt có thể biểu diễn profin gió theo công thức (2.67) với mức độ chính xác khá cao thì trong những điều kiện cân bằng và siêu đoạn nhiệt việc biểu diễn như vậy lại mắc sai số lớn.

2. Mô hình Buducô và Laithman

M. I. Buducô và D. L. Laithman đã đưa ra những mô hình biểu diễn profin tốc độ gió trong lớp khí quyển sát đất có mức chính xác và hiệu quả cao hơn. Cả hai tác giả này đều xuất phát từ sự phụ thuộc của quãng đường dịch chuyển l vào độ cao z .

a) *Mô hình Buducô.* Buducô cho rằng, trong những điều kiện không cân bằng, quãng đường dịch chuyển cũng tỷ lệ tuyến tính với độ cao nhưng với một hệ số tỷ lệ khác hằng số Karman $\chi = 0,38$. Nghĩa là, trong trường hợp này có thể biểu diễn l qua biểu thức:

$$l = m\chi.z \quad (2.69)$$

Trong đó, m là tham số đặc trưng cho ảnh hưởng của dòng nhiệt, khi không có dòng nhiệt m nhận giá trị đơn vị. Ngoài ra, Buducô còn giả thiết sự phụ thuộc của tham số nhám z'_0 vào tăng kết nhiệt như sau:

$$z'_0 = \frac{z_0}{m} \quad (2.70)$$

Trong đó, z_0 là tham số nhám ứng với điều kiện cân bằng. Công thức (2.70) cho thấy trong những điều kiện không cân bằng tốc độ gió không bằng không tại mực z_0 , mà tại mực $z'_0 = z_0/m$. Với các giả thiết trên Buducô

đã thu được biểu thức profin gió dạng tương tự (2.57) với χ và z_0 được thay tương ứng bằng $m\chi$ và z'_0 :

$$V = \frac{v_*}{m \cdot \chi} \ln \frac{mz}{z'_0} \quad (2.71)$$

Sử dụng mối liên hệ giữa K , l và v_* ta cũng thu được biểu thức về profin của hệ số rối dạng:

$$K = lv_* = m \cdot \chi \cdot v_* \cdot z \quad (2.72)$$

Nghĩa là: *hệ số rối trong mô hình Buducô cũng tăng tuyến tính theo chiều cao.*

Khi có điều kiện cân bằng ($m = 1$), các công thức (2.71), (2.72) lại trở về các công thức (2.57), (2.59).

b) *Mô hình Laithman*. Laithman giả thiết tổng quát hơn về sự phụ thuộc của l vào z :

$$l = A z^{1-\varepsilon} \quad (2.73)$$

Trong đó, ε và A là các tham số phụ thuộc vào tầng kết nhiệt của lớp khí quyển sát đất, ở điều kiện cân bằng $\varepsilon = 0$.

$$\text{Vì} \quad l^2 \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 = \frac{\tau}{\rho} = v_*^2 \quad (2.74)$$

$$\text{Nên} \quad \frac{\partial V}{\partial z} = \frac{v_*}{l} = \frac{v_*}{A \cdot z^{1-\varepsilon}} \quad (2.75)$$

Tích phân biểu thức cuối cùng theo z ta được

$$V = \frac{v_*}{A\varepsilon} z^\varepsilon + a \quad (2.76)$$

Trong đó, a là hằng số tích phân được xác định qua điều kiện $V = 0$ tại mực $z = z_0$. Khi đó (2.76) có dạng:

$$V = \frac{v_*}{A\varepsilon} (z^\varepsilon - z_0^\varepsilon) \quad (2.77)$$

với z_0 là tham số nhám.

Tương tự, tại mực $z = z_1$ nào đó có tốc độ gió là V_1 thì ta cũng có

$$V_1 = \frac{v_*}{A\varepsilon} (z_1^\varepsilon - z_0^\varepsilon) \quad (2.77')$$

Chia (2.77) cho (2.77') và biến đổi ta thu được:

$$V = V_1 \frac{z^\varepsilon - z_0^\varepsilon}{z_1^\varepsilon - z_0^\varepsilon} \quad (2.78)$$

Công thức (2.78) được gọi là định luật lũy thừa tổng quát về profin gió trong lớp khí quyển sát đất của Laithman.

Ta cũng có thể chứng tỏ được rằng, trong điều kiện cân bằng công thức (2.78) trở về dạng công thức logarit (2.57). Thật vậy, khi $\varepsilon \rightarrow 0$ ta có:

$$\lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{z^\varepsilon - z_0^\varepsilon}{z_1^\varepsilon - z_0^\varepsilon} = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{(d/d\varepsilon)(z^\varepsilon - z_0^\varepsilon)}{(d/d\varepsilon)(z_1^\varepsilon - z_0^\varepsilon)} = \left(\frac{z^\varepsilon \ln z - z_0^\varepsilon \ln z_0}{z_1^\varepsilon \ln z_1 - z_0^\varepsilon \ln z_0} \right)_{\varepsilon=0} = \frac{\ln(z/z_0)}{\ln(z_1/z_0)}$$

thay vào (2.78) ta được:

$$V = V_1 \frac{\ln(z/z_0)}{\ln(z_1/z_0)}$$

Đây chính là một dạng của công thức logarit thu được bằng cách chia (2.57) cho (2.57') trình bày trong 2.4.1.

Khi kiểm tra (2.78) theo các quan trắc thực tế đã chỉ ra rằng: Khi có nghịch nhiệt, tham số ε có giá trị dương và nằm trong khoảng $0 < \varepsilon < 0,5$; còn khi có đối lưu thì ε âm và nằm trong khoảng $-0,5 < \varepsilon < 0$. Đại lượng z_0 trong trường hợp này cũng thay đổi phụ thuộc nhiều vào độ ổn định của khí quyển (tức phụ thuộc vào ε), do vậy nó không còn là một đặc trưng chỉ riêng cho độ nhám của mặt đệm. Giá trị của z_0 tăng khi độ bất ổn định tăng (tức là khi ε âm tăng) và giảm khi độ ổn định tăng (khi ε dương giảm).

Profin của hệ số ma sát rối K trong mô hình này được biểu diễn qua công thức:

$$K = lv_* = Av_* z^{1-\varepsilon} \quad (2.79)$$

Từ đây suy ra hệ số rối K_1 ở mực z_1 sẽ bằng:

$$K_1 = Av_* z_1^{1-\varepsilon} \quad (2.79')$$

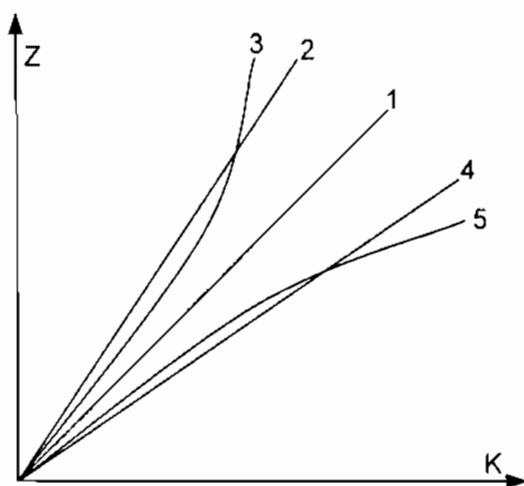
Từ hai công thức trên có thể suy ra:

$$K = K_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1-\varepsilon} \quad (2.80)$$

Nghĩa là, hệ số rối trong mô hình Laithman cũng tăng theo độ cao z với định luật lũy thừa tương tự (2.68). Song cần chú ý là ε có thể nhận giá trị dương hoặc âm còn n trong (2.68) chỉ nhận các giá trị dương.

Từ (2.80) cho thấy, khi có nghịch nhiệt ($\varepsilon > 0$) hệ số rối tăng chậm hơn khi có đối lưu ($\varepsilon < 0$).

Trên hình 2.5 trình bày sự phụ thuộc của hệ số rối K vào độ cao z theo các mô hình Buducô và Laithman. Qua đó cho thấy ảnh hưởng của độ ổn định khí quyển đến sự trao đổi rối theo mô hình Buducô và Laithman được thể hiện khác nhau. Tuy nhiên, cả hai mô hình đều cho thấy ảnh hưởng này khá rõ rệt. Ở cùng độ cao z , hệ số rối trong điều kiện bất ổn định, đặc biệt khi có điều kiện siêu đoạn nhiệt ($\gamma > \gamma_a$) hệ số rối có thể gấp vài lần trong trường hợp nghịch nhiệt sâu. Theo các kết quả đo đạc tại độ cao 1m, khi có nghịch nhiệt K có bậc cỡ $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, còn khi có điều kiện cân bằng $K \sim 0,1 \text{ m}^2/\text{s}$, và trong điều kiện đối lưu trung bình $K \sim 0,2 - 0,3 \text{ m}^2/\text{s}$. Việc áp dụng mô hình Buducô và Laithman vào điều kiện thực tế cho thấy rằng trong điều kiện nghịch nhiệt, mô hình Laithman mô tả profin thực tế của gió tốt hơn so với mô hình của Buducô.



Hình 2.5. Profin của hệ số rối K ứng với các tầng kết nhiệt khác nhau

1. Khi có điều kiện cân bằng; 2. Khi có nghịch nhiệt (theo Buducô); 3. Khi có nghịch nhiệt (theo Laithman); 4. Khi có đối lưu (theo Buducô), 5. Khi có đối lưu (theo Laithman)

CÂU HỎI ÔN TẬP CHƯƠNG 2

1. Trình bày các yếu tố khí tượng cơ bản. Vì sao trong quan trắc chất lượng môi trường không khí, người ta cần quan trắc đồng thời các yếu tố khí tượng?

2. Thiết lập quy luật biến đổi của áp suất theo độ cao trong khí quyển đồng nhất và khí quyển đa nguyên. Công thức khí áp nào được ứng dụng trong quan trắc môi trường? Nêu mục đích và cho ví dụ cụ thể.

3. Định nghĩa về tầng kết nhiệt (độ ổn định) của khí quyển. Nêu các chỉ tiêu đánh giá độ ổn định của khí quyển theo gradien thẳng đứng của nhiệt độ. Vận dụng các chỉ tiêu này trong việc đánh giá độ ổn định của lớp không khí sát đất (từ mặt đất đến độ cao 300m). Cho ví dụ cụ thể.

4. Thiết lập các công thức về profin thẳng đứng của nhiệt độ ứng với trạng thái khí quyển ở điều kiện cân bằng và không cân bằng (ổn định và bất ổn định). Công thức nào thường được ứng dụng trong bài toán khuếch tán và lan truyền chất ô nhiễm trong lớp biên khí quyển?

5. Trình bày khái niệm về gió địa chuyển và gió ma sát rối. Nêu quy luật vận chuyển của gió địa chuyển và vẽ sơ đồ minh họa.

6. Thiết lập các profin của tốc độ gió trong lớp khí quyển sát đất ở điều kiện cân bằng và không cân bằng. Profin dạng nào thường được ứng dụng có tính khả thi trong mô hình lan truyền và khuếch tán chất ô nhiễm?

Chương 3

Ô NHIỄM KHÔNG KHÍ VÀ MÔ HÌNH HOÁ QUÁ TRÌNH LAN TRUYỀN CHẤT Ô NHIỄM

3.1. NGUỒN GÂY Ô NHIỄM MÔI TRƯỜNG KHÔNG KHÍ

3.1.1. Các nguồn gây ô nhiễm

Không khí bị ô nhiễm khi có mặt một chất hoặc có một sự biến đổi trong thành phần không khí làm giảm độ trong sạch của không khí và gây mùi khó chịu, giảm tầm nhìn xa v.v... [45, 47]

Hiện nay, hầu hết các quốc gia trên thế giới đều đã xây dựng các chỉ tiêu về nồng độ giới hạn cho phép đối với từng chất đặc trưng cho chất lượng môi trường không khí. Vì vậy, có thể định nghĩa về ô nhiễm không khí như sau: *Không khí bị ô nhiễm nếu chất đặc trưng cho chất lượng môi trường không khí có nồng độ vượt tiêu chuẩn giới hạn cho phép (TCCP).*

Có 2 loại nguồn gây ô nhiễm cơ bản đối với môi trường không khí:

– Nguồn ô nhiễm thiên nhiên do các hoạt động tự nhiên gây ra như: núi lửa phun bụi nham thạch thải vào không khí CO_2 , CO và tro bụi; các quá trình phân huỷ động thực vật thải ra NH_3 , CH_4 ; sấm chớp làm xuất hiện axit nitric, NH_3 , v.v...

– Nguồn ô nhiễm nhân tạo do các hoạt động của con người gây ra như nguồn ô nhiễm sản xuất công nghiệp, nguồn ô nhiễm giao thông vận tải và nguồn ô nhiễm sinh hoạt v.v...

Đối tượng chính được trình bày ở đây là nguồn ô nhiễm nhân tạo gây ra do quá trình đốt cháy nhiên liệu (than đá, dầu khí) trong các hoạt động kinh tế – xã hội.

3.1.2. Nguồn ô nhiễm công nghiệp

Ô nhiễm công nghiệp là do các ống khói của nhà máy thải vào môi trường không khí rất nhiều chất độc hại. Đồng thời, nguồn ô nhiễm công nghiệp còn phát sinh từ quá trình công nghệ sản xuất do bốc hơi, rò rỉ, thất thoát trên dây chuyền sản xuất và trên các đường ống dẫn tải.

Công nghiệp hiện đại có rất nhiều loại nguồn thải khác nhau như là nguồn cao, nguồn thấp, nguồn điểm, nguồn đường hay nguồn mặt, loại có tổ chức hay không có tổ chức, loại ổn định thường xuyên hay loại theo chu kỳ.

Bảng 3.1. Lượng thải các chất ô nhiễm môi trường không khí toàn cầu năm 1982
(Đơn vị: triệu tấn)

Nguồn gây ô nhiễm	Các chất ô nhiễm chính				
	CO	Bụi	SO _x	HC	NO _x
1. Giao thông vận tải					
Xe ô tô chạy xăng	53,5	0,5	0,2	13,8	6,0
Xe ô tô chạy dầu diesel	0,2	0,3	0,1	0,4	0,5
Máy bay	2,4	0,0	0,0	0,3	0,0
Tàu hỏa và các loại khác	2,0	0,4	0,5	0,6	0,8
Cộng	58,1	1,2	0,8	15,1	7,3
2. Đốt nhiên liệu					
- Than	0,7	7,4	18,3	0,2	3,6
Dầu xăng	0,1	0,3	3,9	0,1	0,9
- Khí đốt tự nhiên	0,0	0,2	0,0	0,0	4,1
- Gỗ, củi	0,9	0,2	0,0	0,4	0,2
Cộng	1,7	8,1	22,2	0,7	8,8
3. Quá trình sản xuất công nghiệp	8,8	6,8	6,6	4,2	0,2
4. Xử lý chất thải rắn	7,1	1,0	0,1	1,5	0,5
5. Hoạt động khác					
Cháy rừng	6,5	6,1	0,0	2,0	1,1
Đốt các chất nông nghiệp	7,5	2,2	0,0	1,5	0,3
- Đốt rác thải bằng than	1,1	0,4	0,5	0,2	0,2
- Hàn nối xây dựng	0,2	0,1	0,0	0,1	0,0
Cộng	15,3	8,7	0,5	7,7	1,6
Tổng cộng toàn bộ	90	25,7	30,2	29,1	18,7

Ghi chú: CO – Cacbon ôxit; SO_x – Các loại lưu huỳnh ôxit, đặc trưng là SO₂; HC – hydrocacbon; NO_x – Các loại nitơ ôxit, đặc trưng là NO₂.

Đặc điểm chất thải do công nghiệp là nồng độ chất độc hại rất cao và tập trung trong khoảng không gian hẹp, thường là hỗn hợp khí và hơi độc hại. Đối với ngành công nghiệp, tùy thuộc vào loại nhiên liệu được sử dụng

và công nghệ đốt nhiên liệu, công nghệ sản xuất cũng như trình độ sản xuất mà các nguồn thải độc hại có độc tính riêng.

Bảng 3.1 trình bày tổng lượng thải do quá trình đốt nhiên liệu sản xuất công nghiệp và các hoạt động khác của thế giới năm 1982.

Ở nước ta đang diễn ra quá trình đô thị hoá và công nghiệp hoá tương đối nhanh, đặc biệt là ở ba vùng trọng điểm phát triển kinh tế: Hà Nội – Hải Phòng – Quảng Ninh, TP. Hồ Chí Minh – Biên Hoà – Vũng Tàu, Đà Nẵng – Nha Trang – Quảng Ngãi [1]. Vì vậy, hiện trạng chất lượng môi trường đô thị và khu công nghiệp nước ta biến đổi hàng năm, theo chiều hướng bất lợi, vì chất thải ô nhiễm từ sản xuất công nghiệp, giao thông vận tải và sinh hoạt đô thị ngày càng tăng về số lượng, chủng loại và tính độc hại. Có nhiều khu chế xuất và khu công nghiệp mới đang hình thành, đó là các khu công nghiệp mới, nguồn thải tập trung trong phạm vi lãnh thổ không nhỏ, chúng sẽ gây ô nhiễm các vùng xung quanh, do đó sẽ mở rộng diện tích các vùng bị ảnh hưởng của ô nhiễm sản xuất công nghiệp. Tuy vậy, phần lớn các nhà máy mới này đang ở giai đoạn đầu tư xây dựng, số nhà máy đưa vào sản xuất năm 1996 còn rất ít; mặt khác, các nhà máy này đều áp dụng các giải pháp xử lý và kiểm soát ô nhiễm môi trường theo báo cáo “Đánh giá tác động môi trường” đã đề ra, cho nên môi trường ở các khu công nghiệp mới này cho đến nay chưa nảy sinh các vấn đề gay gắt nghiêm trọng.

Các ngành công nghiệp cơ bản gây ô nhiễm gồm [31]:

1. Công nghiệp năng lượng

Ngành công nghiệp này thường sử dụng loại nhiên liệu chính là than và dầu FO, dầu diesel. Việc tiêu thụ hàng triệu tấn nhiên liệu như vậy đã thải vào môi trường hàng triệu tấn CO_2 , hàng trăm ngàn tấn SO_2 và lượng bụi khổng lồ. Các ống khói của nhà máy nhiệt điện là nguồn gây ô nhiễm lớn cho các vùng xung quanh. Các nhà máy nhiệt điện như Phả Lại, Ninh Bình trong quá trình sản xuất đã thải vào khí quyển tro bụi và nhiều khí độc hại như CO , CO_2 , SO_x , NO_x với nồng độ lớn gây ô nhiễm cả một vùng rộng lớn xung quanh nhà máy.

2. Công nghiệp hoá chất

Các nhà máy hoá chất thường thải vào không khí nhiều chất độc hại ở thể khí và thể rắn. Ví dụ, nhà máy sản xuất sơn thải vào khí quyển các chất hoà tan như hơi etxăng, toluen. Các cơ sở sản xuất phân lân nung chảy và supe photphat thải ra một lượng lớn bụi: SO_2 , SO_x , H_2SO_4 , HF, v.v... rất độc hại. Các ống khói có độ cao tương đối thấp thường ở độ cao 25 – 40m, ít khi

cao hơn 50m. Các chất thải của nhà máy hoá chất có đặc trưng là nhiệt độ của khí thải chênh lệch ít so với nhiệt độ không khí môi trường xung quanh nên hạn chế được sự khuếch tán của các chất độc hại tập trung ở gần nguồn. Các chất khí thải ra của nhà máy hoá chất thường có khả năng hoà hợp với các chất khí khác tạo thành chất độc hại mới, đôi khi còn độc hại hơn cả chất độc hại ban đầu thải ra.

3. Công nghiệp luyện kim (luyện cốc, đúc, luyện thép)

Đặc trưng của các chất thải độc hại từ các nhà máy luyện kim là có rất nhiều bụi kích thước lớn phát sinh trong công đoạn tuyển quặng; CO phát sinh trong quá trình luyện gang; SO_2 , NO_x phát sinh trong quá trình đốt cháy nhiên liệu v.v... Hơi và bụi chứa nhiều chất độc hại như ôxit đồng (CuO), thạch tín, thủy ngân sinh ra trong quá trình luyện Cu, Zn và các kim loại màu khác.

Chất thải của các nhà máy luyện kim có đặc điểm là nhiệt độ cao ($300 - 400^\circ\text{C}$) đôi khi lên đến 500°C . Độ cao ống khói cao 50 – 200m và hơn nữa. Do khí thải có nhiệt độ cao, ống khói cao nên chất ô nhiễm ở các nhà máy luyện kim được phân bố rất rộng song nhiều trường hợp nồng độ chất ô nhiễm không khí quanh nhà máy vẫn vượt giới hạn cho phép nhiều lần.

4. Công nghiệp cơ khí

Nguồn gây ô nhiễm là các phân xưởng đúc, sơn của các nhà máy chế tạo ô tô, máy kéo. Các nguồn ô nhiễm, độ cao ống khói, nồng độ hỗn hợp chất thải cũng như tình trạng ô nhiễm môi trường ở các xưởng đúc có tính chất giống như ở các nhà máy luyện kim. Riêng ở các xưởng sơn lại giống như ở các xưởng hoá chất.

5. Công nghiệp vật liệu xây dựng

Ngành công nghiệp vật liệu xây dựng bao gồm công nghiệp xi măng, sản xuất vôi, gạch ngói, thủy tinh, kính xây dựng. Đây là những nguồn gây ô nhiễm lớn đối với môi trường không khí và cũng là nguồn thải chính tạo ra các cơn mưa axit. Đặc biệt là lò nung gạch và nung vôi với công nghệ đốt lò thủ công lạc hậu thải ra lượng chất thải độc hại rất lớn. Chất thải của ngành công nghiệp vật liệu xây dựng chủ yếu là SO_2 , NO_x , CO.

Nói chung, tính đa dạng của các nguồn gây ô nhiễm công nghiệp đã gây phức tạp và khó khăn trong việc xác định các biện pháp xử lý ô nhiễm môi trường không khí, đặc biệt là ở các khu công nghiệp lớn có nhiều loại nhà máy khác nhau.

Theo Phạm Ngọc Đăng [1], về xi măng có nhà máy xi măng Hải Phòng, Hoàng Thạch, Bím Sơn, Hà Tiên 1, Hà Tiên 2 và một số cơ sở xi măng lò đứng được xây dựng rải rác khắp nơi. Năm 1994, tổng sản lượng xi măng đạt 5,7 triệu tấn, trong đó theo công nghệ lò quay và nghiền ướt có 1,7 triệu tấn (năng lượng tiêu hao là 1.600 – 1.800kcal/kg clinker). Đối với xi măng lò đứng, tuy tổng tỷ lệ nhiên liệu dùng ít hơn so với xi măng sản xuất theo phương pháp lò quay nằm, nhưng trong thành phần nguyên liệu của nó thường có thêm hợp chất fluo để hạ thấp nhiệt độ làm việc. Vì vậy, trong khí thải còn chứa cả fluo và cũng do công nghệ thô sơ nên phần xử lý ô nhiễm rất kém, không có thiết bị lọc bụi, hoặc chỉ lọc bụi bằng xyclon, không có lọc bụi bằng tĩnh điện. Trong tương lai nên hạn chế hoặc huỷ bỏ xi măng lò đứng. Trong thời gian qua, nước ta đã xây dựng mới một loạt nhà máy xi măng lò quay có công nghệ hiện đại, tiết kiệm năng lượng và giảm thiểu ô nhiễm môi trường, như Ching Phong – Hải Phòng, Hòn Chông – Hà Tiên, Nghi Xuân Thanh Hoá, Bút Sơn – Hà Nam, Luksvaxi – Thừa Thiên Huế, v.v...

3.1.3. Nguồn ô nhiễm giao thông vận tải [1]

Giao thông vận tải cũng là một nguồn gây ô nhiễm không khí lớn. Như số liệu ở bảng 3.1 cho thấy, chúng đã sản sinh ra gần 2/3 khí cacbon ôxit (CO), 1/2 khí hydrocacbon (HC) và khí nitơ ôxit (NO). Đặc biệt, ô tô còn gây ô nhiễm bụi đất đá đối với môi trường không khí (bụi thứ cấp) và bụi rất độc hại qua ống xả là bụi hơi chì và tàn khói. Tàu hoả, tàu thuỷ chạy bằng nhiên liệu than hay xăng dầu cũng gây ra ô nhiễm môi trường tương tự như ô tô.

Đặc điểm nổi bật của nguồn ô nhiễm giao thông vận tải là nguồn ô nhiễm rất thấp, di động, nếu cường độ giao thông lớn thì nó giống như nguồn đường (nguồn tuyến), chủ yếu chúng gây ra ô nhiễm cho hai bên đường. Khả năng khuếch tán các chất ô nhiễm giao thông vận tải phụ thuộc rất nhiều vào địa hình và quy hoạch kiến trúc các phố phường hai bên đường.

Máy bay cũng là nguồn gây ô nhiễm bụi, hơi độc hại và tiếng ồn. Bụi và hơi độc hại do máy bay thải ra, nói chung là nhỏ, tính tỷ lệ trên lượng nhiên liệu tiêu hao trên đường bay cũng ít hơn ô tô. Tổng số chất thải do máy bay gây ra chỉ chiếm khoảng 2,5% tổng chất thải cacbon ôxit và 1% chất thải hydrocacbon (xem bảng 3.1). Chất thải của máy bay khác với khu công nghiệp là nó gây ra trên đường bay cao, không chỉ bó hẹp trong một tiểu khu hay một thành phố. Khói phụt của máy bay phản lực làm giảm độ nhìn rõ và thường gây phiền lòng cho mọi người dưới tuyến đường hàng không và xung quanh sân bay. Một điều đáng chú ý là máy bay siêu âm bay ở độ cao lớn thải ra khí nitơ ôxit gây nguy hiểm đối với các phân tử ôzôn trong khí quyển.

3.1.4. Nguồn ô nhiễm sinh hoạt [1]

Nguồn ô nhiễm do sinh hoạt của con người chủ yếu là bếp đun và lò sưởi sử dụng nhiên liệu than đá, củi, dầu hoả và khí đốt. Nhìn chung, nguồn ô nhiễm này là nhỏ, nhưng có đặc điểm là thường gây ô nhiễm cục bộ trong nhà. Hiện nay, việc dùng than để đun nấu lan tràn trong đô thị là điều đáng quan tâm đối với nhà tập thể có hành lang kín và các căn hộ khép kín, nồng độ khí CO tại bếp đun thường là lớn, có thể gây hiểm họa đối với con người.

Đun bếp than tổ ong sẽ thải ra nhiều chất khí độc hại như SO_2 , CO, CO_2 và bụi. Số liệu điều tra cuối năm 1994 ở Hà Nội như sau: ở phường Thanh Xuân Bắc có 50,3% số hộ dùng than tổ ong để đun nấu, ở phường Bách Khoa là 29,2% và ở phường Hàng Đào là 8,7%.

Cống rãnh và môi trường nước mặt như ao, hồ, kênh rạch, sông ngòi bị ô nhiễm cũng bốc hơi, thoát khí độc hại và gây ô nhiễm môi trường không khí. Ở các đô thị chưa thu gom và xử lý rác tốt thì sự thối rữa, phân huỷ rác hữu cơ vớt bờ bãi hoặc chôn ứ không đúng kỹ thuật cũng là một nguồn gây ô nhiễm môi trường không khí.

Các khí ô nhiễm từ các nguồn thải sinh hoạt trên chủ yếu là khí metan, H_2S , urê và mùi hôi thối làm ô nhiễm không khí các khu dân cư ở đô thị.

3.2. CHẤT GÂY Ô NHIỄM MÔI TRƯỜNG KHÔNG KHÍ

3.2.1. Các chất khí

Các chất khí gây ô nhiễm môi trường không khí được chia thành 2 loại:

- Các chất gây ô nhiễm sơ cấp là những chất trực tiếp phát ra từ các nguồn và bản thân chúng đã có đặc tính độc hại.
- Các chất gây ô nhiễm thứ cấp là những chất được tạo ra trong khí quyển do tương tác hoá học giữa các chất gây ô nhiễm sơ cấp với các chất vốn là thành phần của khí quyển.

Sau đây là một số chất khí ô nhiễm chính thải ra từ các nguồn thải công nghiệp:

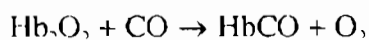
1. Khí sunfuro (SO_2)

Khí SO_2 là chất ô nhiễm được xem là quan trọng nhất trong họ sunfuaôxit. SO_2 sinh ra do quá trình đốt nhiên liệu than đá và dầu. Đây là loại khí không màu, có mùi vị hăng, không cháy, có độ tan lớn. SO_2 tác dụng với nước trong môi trường không khí ẩm ướt tạo thành H_2SO_3 . SO_2 trong khí quyển gặp mưa và các tác nhân ôxi hoá (sấm chớp) tạo thành mưa axit. SO_2

gây nguy hại đối với các công trình kiến trúc. SO_2 làm hư hỏng, giảm tuổi thọ của các sản phẩm vải nilon, tơ nhân tạo, đồ da giày. SO_2 gây ảnh hưởng xấu đến quá trình sinh trưởng của rau quả. Đối với con người và động vật, SO_2 gây ra các bệnh về đường hô hấp và có thể gây tử vong ở nồng độ cao.

2. Khí ôxit cacbon (CO)

Khí CO sinh ra do quá trình đốt nhiên liệu, đặc biệt trong trường hợp cháy không hoàn toàn từ các ống khói nhà máy, ống xả của xe máy, ô tô. CO là loại khí không màu, không mùi, không vị. Ở nồng độ thấp, CO không độc đối với thực vật vì cây xanh có thể chuyển hoá CO sang CO_2 và sử dụng trong quá trình quang hợp. Nhưng ở nồng độ cao CO là loại khí rất độc. Tác hại của khí CO đối với con người và động vật xảy ra khi nó hoá hợp thuận nghịch với Hemoglobin (Hb) trong máu gây thiếu O_2 theo phản ứng:



Mức độ ngộ độc CO phụ thuộc vào hàm lượng Hemoglobin đã kết hợp với CO , nếu trầm trọng có thể gây tử vong. Do CO có tính độc hại lớn nên người ta thường làm giảm nồng độ này trong không khí, phổ biến nhất là đốt cháy để ôxi hoá khí này thành CO_2 .

3. Cacbonđiôxit (CO_2)

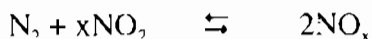
CO_2 là chất khí không màu, nặng hơn không khí 1,5 lần và chủ yếu lưu động ở tầng đối lưu. CO_2 không duy trì sự cháy và thở. Khi tiếp xúc với CO_2 ở nồng độ cao, người và động vật có thể chết ngạt. CO_2 có ý nghĩa lớn đối với thực vật. Cây xanh hút khí CO_2 , dưới tác dụng của ánh sáng Mặt Trời và chất diệp lục tố của lá cây sẽ tạo thành tinh bột và giải phóng O_2 . Hằng năm, lượng CO_2 được sinh ra rất lớn do đốt nhiên liệu, củi và hô hấp của sinh vật thải vào khí quyển. Người ta ước tính rằng, riêng đốt than đá hằng năm đã thải vào khí quyển hơn $2,5 \cdot 10^{11}$ tấn CO_2 .

Nồng độ CO_2 tăng là nguyên nhân chính gây hiệu ứng nhà kính làm nhiệt độ của Trái Đất tăng, dẫn đến dâng cao mực nước biển, phá vỡ cân bằng sinh thái trên Trái Đất, đặc biệt đối với các hệ sinh thái nhạy cảm (hệ sinh thái san hô, hệ sinh thái rừng ngập mặn, v.v...), tăng hiệu ứng thiên tai như lũ lụt, hạn hán, v.v...

4. Nitơ ôxit (NO_x)

Có nhiều loại nitơ ôxit như NO , NO_2 , NO_3 , N_2O , N_2O_3 , N_2O_4 , N_2O_5 , do hoạt động của con người thải vào khí quyển, nhưng chỉ NO và NO_2 là có số lượng quan trọng nhất trong khí quyển. Chúng được hình thành do phản ứng

hoá học của khí nitơ với ôxi trong khí quyển khi đốt cháy ở nhiệt độ cao (vượt quá 1.100°C) và làm lạnh nhanh chóng để tránh sự phân huỷ:



Hàng năm, do hoạt động sản xuất của con người sản sinh ra khoảng 4,8 triệu tấn NO_x (chủ yếu là khí NO_2). Khí NO_x thường tồn tại trong khí quyển khoảng 4 – 5 ngày.

Ở khu vực ngoài thành phố, nồng độ khí NO và NO_2 trong không khí rất nhỏ, chỉ khoảng vài phần trăm tỷ.

Môi trường không khí bị ô nhiễm chất khí NO_x chủ yếu là ở các thành phố và khu công nghiệp, nồng độ khí NO thông thường là khoảng 1ppm, và nồng độ khí NO_2 thông thường khoảng trên 0,5ppm. Cả hai loại khí này đều có vai trò quan trọng trong sự hình thành khói quang hoá.

Khí NO_2 có phản ứng với các khí gốc hydroxyl (HO) trong khí quyển để hình thành axit nitric (HNO_3). Khi trời mưa, nước mưa sẽ rửa trôi không khí bị ô nhiễm khí NO_2 và hình thành mưa axit.

Các nghiên cứu khoa học cho thấy, nitơ ôxit có tác dụng làm phai màu thuốc nhuộm vải, làm hư hỏng vải bông và nilon, làm gỉ kim loại và sản sinh ra các phân tử nitrat. Mặc dù vậy, đến nay vẫn chưa xác định được nồng độ NO_x bằng bao nhiêu thì gây tác hại đáng kể.

Một số thực vật có tính nhạy cảm đối với môi trường sẽ bị tác hại khi nồng độ NO_2 khoảng 1ppm và thời gian tác động là khoảng một ngày. Nếu nồng độ NO_2 nhỏ, khoảng 0,35ppm thì thời gian tiếp xúc tác động là một tháng. (NO với nồng độ thường có trong không khí nó không gây tác hại đối với sức khỏe của con người, chỉ nguy hại khi nó bị ôxi hoá thành NO_2).

Hemoglobin có ái lực rất lớn đối với khí NO (bằng khoảng 1.500 lần đối với CO), nhưng may mắn thay NO của khí quyển hầu như không có khả năng thâm nhập vào mạch máu để phản ứng với hemoglobin.

NO_2 là khí có màu hơi hồng, có thể phát hiện thấy mùi khi nồng độ khoảng 0,12ppm. Tính chất quan trọng của NO_2 nằm trong phản ứng quang hoá là hấp thụ bức xạ tử ngoại.

Khí NO_2 với nồng độ khoảng 100ppm có thể gây tử vong cho con người và động vật sau vài phút tiếp xúc; nồng độ khoảng 5ppm sau vài phút tiếp xúc có thể dẫn đến ảnh hưởng xấu đối với bộ máy hô hấp. Ví dụ, cho khí tiếp xúc trực tiếp với khí NO_2 có nồng độ 15 – 50ppm trong vòng vài giờ đã gây nguy hiểm cho phổi, tim và gan.

Con người tiếp xúc lâu với không khí có nồng độ khí NO₂, khoảng 0,06ppm đã bị trầm trọng thêm các bệnh về phổi.

Vì vậy, có thể nói rằng, không khí ở các vùng đô thị bị nhiễm bản khí NO₂ sẽ gây tác hại đối với sức khỏe của con người.

3.2.2. Bụi [8, 36]

1. Định nghĩa và phân loại

Bụi là tập hợp các phần tử vật chất tồn tại dưới dạng khí, rắn hoặc lỏng có kích thước (đường kính) lớn hơn kích thước phân tử nhưng nhỏ hơn 500 μ m.

Tuỳ theo kích thước của các hạt cấu tạo nên bụi, người ta chia thành:

Bụi lắng (bụi trọng lượng): có kích thước lớn hơn 100 μ m¹ nhưng nhỏ hơn 500 μ m. Các bụi này có kích thước tương đối lớn nên không tồn tại lâu trong khí quyển và rơi xuống mặt đất gây ô nhiễm môi trường đất, nước và hệ sinh thái.

Bụi lơ lửng (bụi lơ lửng tổng số TSP) là tập hợp các hạt bụi có kích thước $\leq 100\mu$ m².

Do kích thước nhỏ, nên tốc độ rơi của bụi không đáng kể, coi như bằng 0. Vì thế, bụi lơ lửng tồn tại lâu trong khí quyển gây ô nhiễm cho con người thông qua con đường hô hấp. Kích thước của bụi lơ lửng càng nhỏ càng dễ xâm nhập vào cơ thể gây nên bệnh ung thư phổi và đường ruột ở người và động vật. Vì vậy, trong nghiên cứu tác động của bụi lơ lửng đến sức khỏe cộng đồng, người ta còn chia bụi lơ lửng tổng số thành các loại bụi sau:

Bụi PM₁₀ là tập hợp các hạt có kích thước $\leq 10\mu$ m.

Bụi PM₅ là tập hợp các hạt có kích thước $\leq 5\mu$ m.

Bụi PM_{2,5} là tập hợp các hạt có kích thước $\leq 2,5\mu$ m.

Bụi PM₁ là tập hợp các hạt có kích thước $\leq 1\mu$ m.

2. Tác hại của bụi

Bụi lơ lửng có khả năng hấp thụ và khuếch tán ánh sáng Mặt Trời nên làm giảm độ trong suốt của khí quyển, tức là làm giảm tầm nhìn xa của con người, ảnh hưởng trực tiếp đến các phương tiện giao thông đường bộ, đường thủy và đường hàng không. Nếu nồng độ bụi trong không khí bằng 0,1mg/m³ thì tầm nhìn xa chỉ còn 12km, trong khi đó tầm nhìn xa lớn nhất là 36km.

^{1 2} Theo TCVN

Bụi gây tác hại làm gỉ kim loại, bẩn nhà cửa, quần áo, vải vóc, tranh ảnh, tượng đài, đặc biệt gây tác hại đối với thiết bị và mối hàn điện vào những ngày ẩm ướt hoặc có độ ẩm cao.

Một số loại bụi như bụi kim loại, sỏi đá, các hydrocacbon thơm đa vòng v.v... là những tác nhân gây bệnh ung thư đối với người và động vật. Nếu con người tiếp nhận nồng độ bụi trung bình năm vào khoảng $80\mu\text{g}/\text{m}^3$ thông qua con đường hô hấp thì đã bắt đầu sinh bệnh viêm mãn tính cuống phổi, phù thũng v.v...

Bụi lơ lửng có thể di chuyển qua hàng nghìn km, xuyên qua cả biển và lục địa, ví dụ không khí đã mang theo bụi cát lơ lửng của sa mạc Sahara xuyên qua biển Arabian và thổi đến Ấn Độ, gây ô nhiễm không khí trên quy mô lớn.

Bụi lơ lửng còn gây thiệt hại cho một số công nghiệp cần vô trùng như công nghiệp dược phẩm và công nghiệp thực phẩm.

3.3. CÁC YẾU TỐ ẢNH HƯỞNG ĐẾN CHẤT LƯỢNG MÔI TRƯỜNG KHÔNG KHÍ [31]

3.3.1. Ảnh hưởng của gió

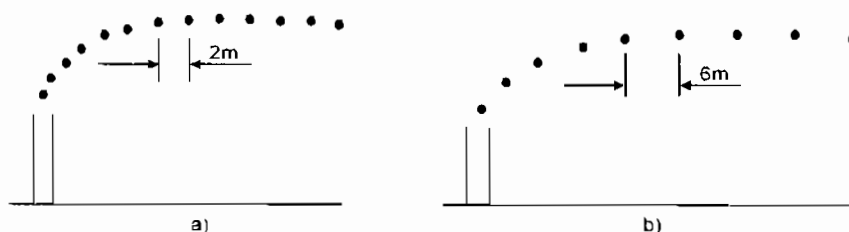
Gió hình thành bởi các dòng chuyển động rối của không khí trên mặt đất, đây là yếu tố khí tượng cơ bản nhất có ảnh hưởng đến sự lan truyền chất ô nhiễm. Trên thực tế, gió không phải là dòng chảy ổn định, hướng và tốc độ của nó luôn luôn thay đổi.

Chuyển động của không khí gây ra sự phát tán cũng như dịch chuyển có trật tự của chất ô nhiễm. Nếu kích thước của các xoáy khí quyển nhỏ hơn kích thước của phễu khí thì có hiện tượng phát tán chất ô nhiễm. Ngược lại, dịch chuyển của chất ô nhiễm dưới tác dụng của gió sẽ phát tán theo hướng chuyển động như là kết quả của sự trao đổi rối theo hướng cắt ngang hoặc thẳng đứng. Hình 3.1 trình bày ví dụ về sự phát tán của bụi (biểu thị bằng dấu tròn đen) từ ống khói với công suất phát thải không đổi.

Nếu tốc độ gió bằng 2m/s, khoảng cách giữa hai hạt bụi là 2m, còn khi tốc độ gió là 6m/s thì khoảng cách này là 6m (hình 3.1a, b). Như vậy, tốc độ gió càng lớn thì thể tích không khí đi qua điểm cửa ra của bụi trong 1 đơn vị thời gian càng lớn, nồng độ của bụi càng nhỏ hơn. Nồng độ giảm do giãn nở của phễu bụi, theo hướng gió và phụ thuộc vào cường độ, tốc độ của dòng khí. Tốc độ gió cũng ảnh hưởng đến cường độ của đối lưu cưỡng bức được

tạo ra trong lớp biên bởi độ đứt của gió và bởi sự tương tác của dòng khí với các yếu tố nhám của mặt đệm.

Tốc độ gió lớn nhất tương ứng với cường độ rối lớn. Khi đó, xoáy sinh ra có kích thước không lớn và sự tác động của nó đến phễu bụi sẽ đẩy nhanh quá trình pha trộn với không khí sạch xung quanh. Quá trình này biểu thị trên hình 3.1b. Xung động rối cũng gây ra chuyển động ngang của xoáy dẫn đến suy giảm phễu bụi ở các đường mép viền (theo phương ngang và thẳng đứng). Hướng gió cũng quan trọng đối với dịch chuyển của bụi. Do sự biến đổi liên tục của hướng gió, nên quỹ đạo của bụi có dạng ngoằn ngoèo.



Hình 3.1. Ảnh hưởng của tốc độ gió trung bình (U) đến quá trình lan truyền

Hướng gió cũng có thể gây ra sự dịch chuyển của bụi trên khoảng cách lớn. Khi gió mạnh, khoảng cách này có thể rất lớn nhưng nồng độ lại giảm đi nhiều. Sự dịch chuyển của bụi như vậy từ một nguồn duy nhất không gây ra hậu quả đáng kể. Điều kiện tối ưu nhất để ô nhiễm mạnh xuất hiện là khi có gió yếu, vì trong trường hợp này dịch chuyển có trật tự theo phương ngang và khuếch tán rối là yếu nhất.

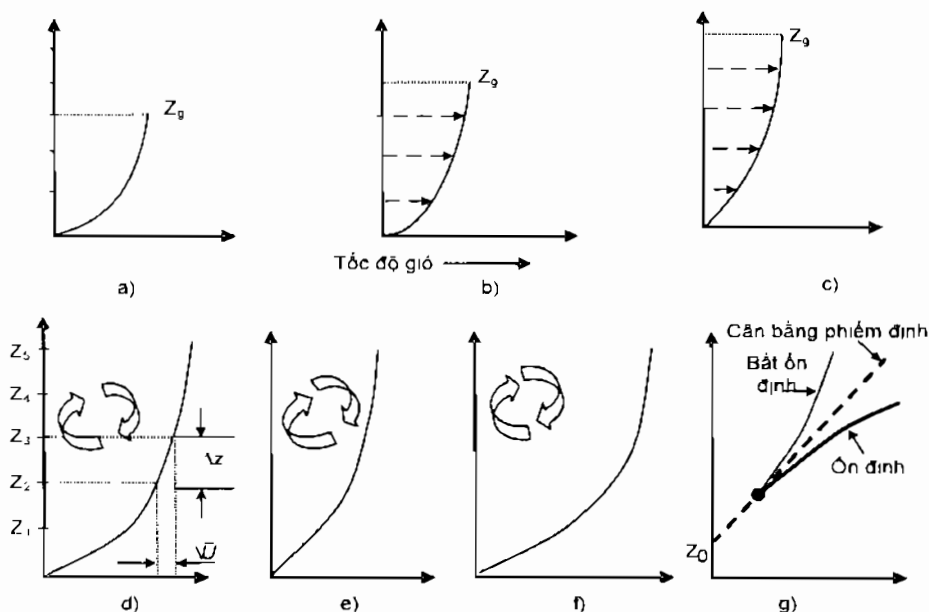
Chuyển động rối có ảnh hưởng đến profin thẳng đứng của gió. Cường độ rối mạnh gây ra sự tăng chậm của gió theo độ cao, còn chuyển động rối yếu thì ngược lại.

Trường gió trong lớp biên được xác định bởi lực ma sát, lực này sinh ra khi có sự tương tác của dòng chảy với mặt đệm và làm giảm *tốc độ gió trung bình* (U) ở gần mặt đệm. Khi không có sự tác động mạnh của nhiệt, độ dày của lớp biên chủ yếu phụ thuộc vào độ nhám của mặt đệm (bề mặt trải dưới) (hình 3.2).

Profin tốc độ gió chỉ ra trên hình 3.2, được xây dựng theo số liệu quan trắc gió mạnh. Độ cao Z_g là giới hạn trên của lớp biên, trên độ cao này tốc độ gió là không đổi.

Độ cao của lớp này tăng lên khi độ dày của lớp nhám tăng. Vì vậy, gradien thẳng đứng của tốc độ gió trung bình $\Delta \bar{U} / \Delta z$ đạt cực đại trên bề mặt phẳng nhẵn và cực tiểu trên mặt nhám. Ngoài ra, tốc độ gió còn phụ thuộc vào phân tầng kết nhiệt của khí quyển (hình 3.2g).

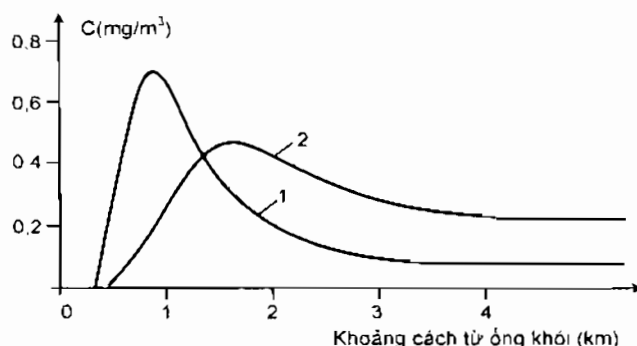
Tốc độ gió sẽ tăng lên theo sự tăng chênh lệch áp lực của khí quyển. Đối với lớp không khí sát mặt đất thì tốc độ gió vào ban ngày lớn hơn, ngược lại ở trên cao vào ban đêm lại có tốc độ lớn hơn.



Hình 3.2. Profin tốc độ gió phụ thuộc vào độ nhám mặt đất (a, b, c) và tầng kết nhiệt khí quyển (d, e, f, g)

a) Bằng phẳng, thoáng mát; b) Thảm cỏ, rừng (ngoại ô); c) Trung tâm thành phố; d) Tầng kết cân bằng phiếm định; e) Bất ổn định; f) Ổn định; g) Các profin; d, e, f) Quy mô bán loga theo độ cao.

(Theo Davenport (a, b, c – 1965) và theo Tom (d, e, f, g – 1975))



Hình 3.3. Đường cong phân bố nồng độ khí SO_2 $C(\text{mg}/\text{m}^3)$ theo trục gió thổi phụ thuộc vào tốc độ gió đối với khí quyển bất ổn định (phát tán từ ống khói) nhà máy cao su Sao Vàng – Thượng Đình, tính theo mô hình Berliand (1. Tốc độ gió = 1m/s; 2. Tốc độ gió = 3m/s)

Đã có nhiều công trình nghiên cứu mối quan hệ giữa phân bố nồng độ chất ô nhiễm không khí trong thành phố với tốc độ gió, kết quả cho thấy nồng độ cực đại chất ô nhiễm sẽ lớn nhất khi gió có tốc độ nhỏ $0 - 1\text{m/s}$; diện tích vùng ô nhiễm được giới hạn bởi trục hoành với đường cong phân bố chất ô nhiễm (hình 3.3).

3.3.2. Ảnh hưởng của nhiệt độ

1. Ảnh hưởng của độ ổn định (phân tầng nhiệt của khí quyển)

Sự lan truyền chất ô nhiễm theo phương thẳng đứng trong lớp biên chủ yếu phụ thuộc vào mức độ ổn định của khí quyển, tức là phụ thuộc vào phân tầng kết nhiệt. Đối lưu tự do gây ra sự phát tán mạnh của chất ô nhiễm theo thể tích và độ dày của lớp xáo trộn xác định giới hạn trên của thể tích này.

Do vậy, điều kiện tốt nhất để phát tán bụi và chất ô nhiễm là ứng với tầng kết nhiệt bất ổn định mạnh cũng như sự phát triển khá cao của lớp xáo trộn. Điều đó cũng xảy ra khi bầu trời quang mây hoặc nắng vào mùa hè. Ngược lại, điều kiện xấu để phát tán ứng với hiện tượng nghịch nhiệt khi trong lớp biên có tầng kết ổn định. Trong trường hợp này, chuyển động rối và chuyển động thẳng đứng xảy ra rất yếu, do đó các chất ô nhiễm khó phát tán lên trên và gây ô nhiễm nặng lớp không khí sát đất.

Theo định nghĩa, *sự tăng nhiệt độ theo độ cao gọi là hiện tượng nghịch nhiệt*. Nghịch nhiệt nảy sinh khi không khí bị lạnh đi ở phía dưới (do ảnh hưởng của những nhân tố bức xạ) và nóng lên ở phía trên (chẳng hạn khi hạ đoạn nhiệt), cũng như khi xuất hiện bình lưu nóng hay không khí lạnh.

2. Nghịch nhiệt bức xạ

Nghịch nhiệt bức xạ được hình thành với *sự lạnh đi của bề mặt Trái Đất do hiệu ứng phát xạ của bề mặt Trái Đất vào khí quyển*. Nghịch nhiệt có thể lan truyền đến độ cao $50 - 100\text{m}$. Nghịch nhiệt bức xạ xảy ra đối với những lớp thấp của khí quyển vào những đêm quang mây và gió yếu. Cường độ và độ kéo dài theo phương thẳng đứng của lớp nghịch nhiệt có thể tăng lên bởi gió. Về mùa đông, những đêm ở cực thuộc vùng vĩ độ cao nghịch nhiệt có thể tồn tại tới một vài tuần.

Sự lạnh đi của bề mặt trái dưới do bay hơi cũng có thể dẫn tới xuất hiện nghịch nhiệt ở lớp không khí sát đất trong những giờ ban ngày khi thời tiết tốt. Cần lưu ý rằng, hiệu ứng do bụi cây nhỏ ở sa mạc trùng hợp với sự xuất hiện nghịch nhiệt, bởi vì không khí khô nóng trượt trên mặt đệm lạnh ẩm. Mùa rào vào mùa hè cũng có thể làm lạnh mặt đệm do bay hơi và tạo ra profin nghịch nhiệt của nhiệt độ.

3. Nghịch nhiệt bình lưu

Nghịch nhiệt bình lưu thường kèm theo front. Vì front di chuyển nên nghịch nhiệt xuất hiện ở vùng nào đó ít ảnh hưởng đến sự phát tán bụi.

Nghịch nhiệt bình lưu cũng hình thành khi có sự trượt của không khí nóng bên trên bề mặt đệm lạnh.

Nhiệt độ của không khí có ảnh hưởng đến phân bố nồng độ chất ô nhiễm trong không khí gần mặt đất. Tính năng hấp thụ và bức xạ nhiệt của mặt đất ảnh hưởng đến sự phân bố nhiệt độ không khí theo chiều thẳng đứng. Trong điều kiện thông thường thì càng lên cao nhiệt độ không khí càng giảm, gradien nhiệt độ thẳng đứng vào khoảng $0,6 - 1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Tuỳ theo trạng thái bề mặt trái đất và địa hình khác nhau mà trị số gradien theo chiều thẳng đứng của nhiệt độ cũng khác nhau. Người ta phân biệt nghịch nhiệt ở sát mặt đất và nghịch nhiệt ở tầng cao. Nghịch nhiệt này làm suy yếu sự trao đổi đối lưu, làm giảm sự khuếch tán nên làm tăng nồng độ hơi độc hại trong không khí gần mặt đất. Thảm họa bị ngộ độc vì nồng độ chất ô nhiễm lớn ở thung lũng sông Manse (Bi) có liên quan đến hiện tượng nghịch nhiệt này. Tương tự, hiện tượng này đã xảy ra nhiều lần ở London, Los Angeles v.v...

Nghịch nhiệt có tính địa phương, vì vậy khi xây dựng nhà máy ở một địa điểm mà ta phỏng đoán có thể xảy ra hiện tượng nghịch nhiệt thì phải nghiên cứu kỹ điều kiện khí hậu nơi đó. Điều quan trọng là các miệng ống thải chất độc hại phải đặt cao hơn tầng nghịch nhiệt. Theo tài liệu của Đài khí tượng Liên Xô trước đây thì khi có tầng nghịch nhiệt mà giới hạn dưới của tầng nghịch nhiệt này nằm trên nguồn thải chất ô nhiễm sẽ làm tăng 50–100% nồng độ chất ô nhiễm vùng không khí sát mặt đất.

Theo tính toán, nồng độ chất độc hại do nguồn cao 100 – 150m thải ra trong vùng lặng gió sẽ tăng lên khoảng 70% so với trường hợp không có hiện tượng lặng gió.

Đối với trường hợp nguồn thải thấp thì nguy hiểm nhất là xảy ra sự trùng hợp hiện tượng nghịch nhiệt và tốc độ gió yếu. Nguy hiểm nhất là đối với các nguồn thải chất độc hại nguy hại (như ở các nhà máy hoá chất) mà tầng nghịch nhiệt nằm kề với nguồn thải, xảy ra trùng hợp với lúc gió yếu. Giải bài toán về sự phân bố chất độc hại trong không khí khi xảy ra hiện tượng nghịch nhiệt và lặng gió là vô cùng khó khăn. Do đó, người ta thường xác định chúng bằng cách mô phỏng trong phòng thí nghiệm.

Nhưng trong thực tế không phải lúc nào cũng cần phải giải bài toán này chính xác. Khi thiết kế các khu công nghiệp đã xét kỹ hướng gió thịnh hành thì xác suất xảy ra các hiện tượng trên không vượt quá 25%.

3.3.3. Ảnh hưởng của độ ẩm và mưa

Trong điều kiện độ ẩm lớn, các hạt bụi lơ lửng trong không khí có thể liên kết với nhau thành các hạt to hơn và rơi nhanh xuống đất. Từ mặt đất, các vi sinh vật phát tán vào không khí, độ ẩm lớn tạo điều kiện vi sinh vật phát triển nhanh chóng và bám vào các hạt bụi ẩm lơ lửng trong không khí lan truyền đi xa, truyền nhiễm bệnh. Độ ẩm còn có tác dụng hoá học với các chất khí thải công nghiệp, ví dụ SO_2 , SO_3 hoá hợp với hơi nước trong không khí tạo thành H_2SO_4 và H_2SO_3 . Mưa có tác dụng làm sạch môi trường không khí, nhưng các hạt mưa kéo theo các hạt bụi và hoà tan một số chất độc hại rồi rơi xuống đất, gây ô nhiễm đất và ô nhiễm nước. Mưa làm sạch bụi ở các lá cây, do đó làm tăng khả năng hút bụi của các dải cây xanh cách ly bảo vệ khu dân cư.

3.3.4. Ảnh hưởng của địa hình đối với sự phân bố chất ô nhiễm

Địa hình, thậm chí các gò đất, đồi núi, công trình với độ cao không lớn lắm, cũng ảnh hưởng đến khí hậu và sự phân bố chất ô nhiễm. Các nghiên cứu thực nghiệm chứng tỏ không khí ở phía sau đồi, gò, do hiệu ứng quán gió nên nồng độ chất ô nhiễm lớn hơn. Hướng chuyển động và lực của dòng không khí sát mặt đất trong khu vực có đồi núi khác xa với hướng và tốc độ gió ở những nơi cao hơn đồi núi hay ở các vùng trống trải.

Ngoài ra, còn phải chú ý đến các hoàn lưu địa phương như *hoàn lưu đất – biển*, gió thổi từ biển vào đất liền và ngược lại, *hoàn lưu núi – thung lũng*, tức là luồng gió lạnh thổi theo sườn núi từ đỉnh xuống thung lũng. Khi xây dựng khu công nghiệp ở vùng có nhiều đồi núi, tốt nhất là đặt nhà máy ở trên đỉnh đồi hay trên sườn đồi về phía cuối của hướng gió thịnh hành, còn khu dân cư đặt ở thung lũng hoặc sườn đồi đón gió. Khu gang thép Thái Nguyên đã quy hoạch vị trí khu dân cư và nhà máy ngược với nguyên tắc này, nên đã phải gánh chịu hậu quả ô nhiễm nghiêm trọng. Các địa điểm ở ven biển trong phạm vi khoảng 100km cách bờ cần lưu ý đến hoàn lưu đất – biển, vì lý do thay đổi ngược lại vào ban ngày và ban đêm của hoàn lưu này.

3.3.5. Ảnh hưởng của nhà và công trình đối với sự phân bố chất ô nhiễm trong môi trường không khí

Trong khu công nghiệp, sự chuyển động của không khí cùng với các phân tử bụi và hơi khí chứa trong nó khác với ở vùng trống trải (không có vật cản). Nhà cửa, công trình sẽ làm thay đổi trường vận tốc của không khí. Ở phía trên công trình vận tốc chuyển động của không khí tăng lên; phía sau

công trình, vận tốc không khí giảm xuống và đến khoảng cách xa nào đó vận tốc gió mới đạt tới trị số ban đầu. Ở phía trước công trình, một phần động năng của gió biến thành thế năng và tạo thành áp lực dư; ở phía sau công trình có hiện tượng gió xoáy và làm loãng không khí, tạo ra áp lực âm. Ngoài ra, trong khu vực công nghiệp, còn có các dòng không khí chuyển động do các nguồn nhiệt công nghiệp thải ra, cũng như các lượng nhiệt bức xạ mặt trời đốt nóng các mái nhà, đường sá và sân bãi gây nên sự chênh lệch nhiệt độ và tạo thành sự chuyển động của không khí ảnh hưởng trực tiếp đến sự phân bố các chất ô nhiễm.

3.4. MÔ HÌNH TÍNH TOÁN SỰ LAN TRUYỀN CHẤT Ô NHIỄM TRONG MÔI TRƯỜNG KHÔNG KHÍ

Trong công tác kiểm soát và quản lý chất lượng môi trường không khí, việc đánh giá và dự báo ô nhiễm môi trường theo phương pháp định lượng là hết sức quan trọng, giúp các nhà quản lý, hoạch định chính sách và các nhà công nghệ đưa ra quyết định đúng đắn trong việc giải quyết vấn đề môi trường.

Phần này trình bày phương pháp mô hình hoá toán học để nghiên cứu quá trình lan truyền các chất ô nhiễm trong môi trường không khí bằng việc sử dụng các mô hình khuếch tán rối chất ô nhiễm của các tác giả nước ngoài với các hệ số được xử lý trong điều kiện khí hậu của Việt Nam.

3.4.1. Các phương pháp mô hình hoá

Để đánh giá hiện trạng và dự báo ô nhiễm môi trường không khí tại một vùng nào đó, trên thế giới cũng như ở Việt Nam hiện nay thường sử dụng hai phương pháp sau:

- Phương pháp thực nghiệm. Khảo sát, đo đạc tại nhiều điểm trên hiện trường của một vùng và bằng phương pháp thống kê để phân tích, đánh giá chất lượng không khí vùng đó.
- Phương pháp mô hình hoá. Dùng các mô hình toán học mô phỏng và dự báo sự lan truyền các chất ô nhiễm theo không gian và thời gian, sau đó kết hợp với số liệu đo đạc thực nghiệm để kiểm chứng độ chính xác của mô hình. Trên cơ sở đó xây dựng các phân mềm tính toán tối ưu và thương mại hoá.

Theo tài liệu của Tổ chức Khí tượng thế giới (WMO) và Chương trình Môi trường của Liên hợp quốc (UNEP), hiện nay trên thế giới có hơn 20 dạng mô hình tính toán và dự báo ô nhiễm môi trường không khí, nhưng có thể tập hợp thành 3 phương pháp chính sau đây:

1. Mô hình thống kê kinh nghiệm dựa trên cơ sở lý thuyết của Gauss với giả thiết rằng sự phân bố nồng độ chất ô nhiễm tuân theo quy luật phân bố chuẩn (vì thế gọi là mô hình Gauss). Các nhà khoa học đầu tiên áp dụng và cải tiến theo hướng này là Sutton, Tunner, Pasquyl v.v... [46, 48].

2. Mô hình động lực – rối thống kê sử dụng lý thuyết khuếch tán rối trong điều kiện khí quyển có phân tầng kết nhiệt. Mô hình này được Berliand xây dựng và áp dụng thành công ở Nga (nên còn gọi là mô hình Berliand, hay mô hình khuếch tán rối K).

3. Mô hình số trị dựa trên việc giải hệ phương trình đầy đủ của nhiệt động lực học khí quyển bằng phương pháp số. Hướng này mới được triển khai ứng dụng trong mấy năm gần đây nên kết quả thu được còn rất hạn chế.

Hai mô hình Berliand và Sutton (dạng cải tiến của Gauss) hiện nay được sử dụng rộng rãi nhất trên thế giới và ở Việt Nam để đánh giá, dự báo các chất ô nhiễm không khí thải ra từ các nguồn thải công nghiệp, đô thị (dân sinh), giao thông, xây dựng và khai khoáng.

3.4.2. Sự phân bố chất ô nhiễm và phương trình vi phân cơ bản

Khi mô tả quá trình khuếch tán chất ô nhiễm trong không khí bằng các mô hình toán học thì mức độ ô nhiễm không khí thường được đặc trưng bởi trị số trung bình của nồng độ chất ô nhiễm phân bố theo không gian và thời gian.

Dưới tác dụng của gió tự nhiên, các luồng khí phụt lên từ miệng ống khói sẽ bị uốn cong theo chiều gió thổi. Chất ô nhiễm dần dần bị khuếch tán rộng tạo thành vệt khói. Kết quả khảo sát cho thấy, các chất khí thải và bụi lơ lửng lan truyền chủ yếu theo vệt khói trong phạm vi góc cung hẹp 10° – 20° . Một số hạt bụi nặng sẽ tách khỏi vệt khói và rơi xuống mặt đất gần ống khói. Nếu coi góc mở của vệt khói không đổi theo khoảng cách thì diện tích do vệt khói gây ô nhiễm sẽ tăng theo tỷ lệ với bình phương của khoảng cách.

Vùng không khí sát đất thường bị ô nhiễm bắt đầu từ khoảng cách tới chân ống khói ước chừng từ 4 – 20 lần chiều cao ống khói và vị trí bị ô nhiễm cực đại cách chân ống khói khoảng 10 – 40 lần chiều cao ống khói. Trên mặt cắt ngang của vệt khói, nồng độ ở trục lớn nhất và càng ra xa, nồng độ càng giảm dần. Khi trời lặng gió, luồng khí thải sẽ phụt thẳng đứng lên trên và gây ô nhiễm không khí chủ yếu trong phạm vi không gian xung quanh ống khói.

Trong trường hợp tổng quát, trị số trung bình của nồng độ chất ô nhiễm trong không khí phân bố theo thời gian và không gian được mô tả từ phương trình xuất phát của vận chuyển, khuếch tán rối và biến đổi hoá học đầy đủ như sau [3]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} + V_x \frac{\partial C}{\partial x} + V_y \frac{\partial C}{\partial y} + V_z \frac{\partial C}{\partial z} = \\ = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \alpha C - \beta C \end{aligned} \quad (3.1)$$

Trong đó:

C – Nồng độ trung bình chất ô nhiễm (mg/m³).

x, y, z – Các thành phần tọa độ theo 3 trục Ox, Oy, Oz.

t – Thời gian.

K_x, K_y, K_z – Thành phần của hệ số khuếch tán rối theo 3 trục Ox, Oy, Oz.

V_x, V_y, V_z – Thành phần của tốc độ trung bình theo 3 trục Ox, Oy, Oz.

α – Hệ số tính đến sự liên kết của chất ô nhiễm với các phân tử khác của môi trường không khí.

β – Hệ số tính đến sự biến đổi của chất ô nhiễm thành các chất khác do các quá trình phản ứng hoá học xảy ra trên đường lan truyền.

Tuy nhiên, phương trình (3.1) rất phức tạp và không khép kín, nó chỉ là một hình thức mô phỏng sự lan truyền chất ô nhiễm. Trên thực tế, để giải phương trình này người ta phải tiến hành đơn giản hoá trên cơ sở thừa nhận một số điều kiện gần đúng bằng cách đưa ra các giả thiết phù hợp với điều kiện cụ thể. Những giả thiết này xuất phát từ các lập luận sau đây:

Công suất của nguồn điểm phát thải là liên tục và coi không đổi theo thời gian. Vì vậy, quá trình lan truyền chất ô nhiễm xem như là *quá trình dừng*, nghĩa là:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = 0 \quad (3.2)$$

Nếu hướng trục Ox trùng với hướng gió thì thành phần vận tốc gió chiếu lên trục Oy sẽ bằng 0:

$$\begin{aligned} V_x &= |\vec{V}| = U \text{ -- Tốc độ gió trung bình.} \\ V_y &= 0 \end{aligned} \quad (3.3)$$

Trên thực tế, thành phần khuếch tán rối theo chiều gió nhỏ hơn rất nhiều lần so với thành phần khuếch tán rối theo phương vuông góc với chiều gió, vì thế:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) \quad (3.4)$$

được bỏ qua so với các số hạng khác.

Tốc độ thẳng đứng V , nhỏ hơn so với tốc độ gió nên có thể bỏ qua, O_z thường lấy chiều dương hướng lên trên, do đó đối với bụi nặng thì thành phần V , ở phương trình (3.1) sẽ bằng tốc độ rơi của hạt W ($V = -W$), còn đối với chất khí và bụi nhẹ thì $V \approx 0$.

Nếu bỏ qua hiện tượng chuyển “pha” của chất ô nhiễm cũng như không xét đến chất ô nhiễm được bổ sung trong quá trình khuếch tán thì

$$\alpha = \beta = 0 \quad (3.5)$$

1. Điều kiện ban đầu

Điều kiện ban đầu của bài toán lan truyền các chất ô nhiễm trong môi trường không khí được thiết lập trên cơ sở định luật bảo toàn vật chất.

– Nếu nguồn có độ cao H đặt ở gốc toạ độ, hướng trục Ox theo chiều gió với vận tốc trung bình là U thì tại thời điểm $t = t_0$ hay ($t = 0$), điều kiện ban đầu có dạng:

$$\begin{cases} t = 0 \\ x = 0 \\ y = 0 \\ z = H \end{cases} \quad U.C = M.\delta(y).\delta(z-H) \quad (3.6)$$

Trong đó:

H – Độ cao hiệu dụng của nguồn điểm (m); $H = h + \Delta H$.

h – Độ cao thực tế của nguồn điểm (độ cao hình học của ống khói, (m)).

ΔH – Độ nâng ban đầu của luồng khí thải (vệt khói), (m).

C – Nồng độ trung bình của chất ô nhiễm (mg/m^3).

M – Công suất nguồn thải (mg/s).

$\delta(y)$, $\delta(z - H)$: Các hàm toán học đặc thù.

Hàm toán học đặc thù $\delta(x)$ có dạng:

$$\delta(x) = \int_a^b \varphi(\xi) \delta[(\xi) - x] d\xi \quad (3.7)$$

$\delta(x) \neq 0$ khi $x \in [a, b]$

$\delta(x) = 0$ khi $x < a$; $x > b$

$\varphi(\xi)$ – Hàm tùy ý.

– Nếu như nguồn thải không phải là ống khói mà thải ra ở mặt đất $h=0$ thì một số tác giả cho rằng, tại thời điểm $t = 0$ chất phát thải chưa hoạt động. Khi đó, giả sử nguồn đặt ở góc tọa độ thì điều kiện ban đầu có dạng:

$$\begin{cases} t = 0 \\ x = 0 \\ y = 0 \\ z = 0 \end{cases} \Rightarrow C = 0 \quad (3.8)$$

2. Điều kiện biên

Trong lớp không khí khảo sát thường giới hạn bởi mặt đất, còn độ cao thường là vô hạn hoặc hữu hạn tùy theo sự phân lớp của khí quyển.

Thông thường, điều kiện biên được thiết lập cho 2 trường hợp phù hợp với điều kiện thực tế của quá trình khuếch tán rối.

Trong trường hợp này cần xét hai điều kiện sau:

* Điều kiện xa vô cùng:

Điều kiện này xuất phát từ cơ chế vật lý: Nồng độ của chất ô nhiễm giảm dần khi ra xa vô tận:

$$\begin{matrix} x, z & \rightarrow & \infty \\ |y| & \rightarrow & \infty \end{matrix} \text{ thì } C \rightarrow 0 \quad (3.9)$$

* Điều kiện bề mặt trái dưới

– Nếu bề mặt trái dưới có chứa nước (sông, hồ, ao, biển v.v...) thì khả năng hấp thụ chất ô nhiễm của nước rất lớn, nên nồng độ chất ô nhiễm tại mặt trái dưới được xem như bằng 0:

$$C = 0 \text{ khi } z = 0 \quad (3.10)$$

– Nếu bề mặt trái dưới là khô thì điều kiện phản xạ của mặt trái dưới rất lớn, do đó các dòng chất thải đến mặt trái dưới bị phản xạ hoàn toàn vào khí quyển. Do đó thông lượng rối thẳng đứng của chất ô nhiễm tại bề mặt trái dưới phải bằng 0, nghĩa là:

$$K_z \frac{\partial C}{\partial z} = 0 \text{ khi } z = 0 \quad (3.11)$$

3.4.3. Mô hình lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí của Berliand

Berliand đã tiến hành nghiên cứu sự khuếch tán chất ô nhiễm trong môi trường không khí theo *phương pháp động lực rối thống kê*. Trên cơ sở đó, ông đã tìm ra công thức xác định nồng độ trung bình chất ô nhiễm tại điểm có toạ độ x, y trên mặt phẳng gần mặt đất ($z = 1 - 2m$) đối với nguồn điểm.

Xuất phát từ phương trình vi phân tổng quát (3.1):

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} + V_x \frac{\partial C}{\partial x} + V_y \frac{\partial C}{\partial y} + V_z \frac{\partial C}{\partial z} = \\ = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \alpha C - \beta C \end{aligned}$$

Berliand giả thiết quá trình khuếch tán rối là dừng, trục Ox hướng theo chiều gió có vận tốc trung bình là U , bỏ qua các lực liên kết và biến chất (một số điều kiện gần đúng từ phương trình (3.2) đến (3.5)), khi đó phương trình vi phân trên được viết dưới dạng sau:

$$V_x \frac{\partial C}{\partial x} + V_z \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (3.12)$$

Với các điều kiện phụ:

* Điều kiện ban đầu:

$$\begin{cases} t = 0 \\ x = 0 \\ y = 0 \\ z = H \end{cases} \quad U.C = M.\delta(y).\delta(z - H) \quad (3.13)$$

* Điều kiện biên:

+ Mặt trái dưới có chứa nước hoặc độ ẩm cao:

$$C = 0 \text{ tại } z = 0 \quad (3.14)$$

+ Mặt trái dưới là khô:

$$K_z \frac{\partial C}{\partial z} = 0 \text{ tại } z = 0 \quad (3.15)$$

* Điều kiện xa vô cùng:

$$\begin{aligned} x, z &\rightarrow \infty \\ |y| &\rightarrow \infty \end{aligned} \quad \text{thì } C \rightarrow 0 \quad (3.16)$$

Với các điều kiện biên và điều kiện ban đầu, Berliand đã giải phương trình (3.12) bằng phương pháp phân ly biến số, kết quả được nghiệm của bài toán lan truyền chất ô nhiễm tại mặt đất ($z = 1 - 2m$) ứng với nguồn điểm liên tục như sau:

$$C(x, y, 0) = \frac{M}{2(1+n)K_1\sqrt{\pi K_0 x}} \exp\left[-\frac{U_1 H^{1+n}}{(1+n)^2 K_1 x} - \frac{y^2}{4K_0 x}\right] \quad (3.17)$$

Phân bố chất ô nhiễm trên mặt đất có trị số nồng độ trung bình cực đại C_{max} ở điểm có tọa độ X_{max} trên trục Ox (theo hướng gió) được xác định từ công thức (3.17) thỏa mãn điều kiện cực trị sau:

$$\frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial y} = 0 \quad (3.18)$$

Từ (3.18) sẽ tìm được nồng độ trung bình cực đại của chất ô nhiễm tại khoảng cách cực đại tương ứng:

$$C_{max} = \frac{0,116(1+n)^2 M}{U_1 H^{1,5(1+n)}} \sqrt{\frac{K_1}{K_0 u_1}} \quad (3.19)$$

$$X_{max} = \frac{2}{3} \frac{U_1 H^{1+n}}{K_1 (1+n)^2} \quad (3.20)$$

Trong các công thức (3.17) và (3.20) ta có:

M – Lượng phát thải trên một đơn vị thời gian (công suất nguồn thải) (mg/s).

K_1 – Hệ số khuếch tán rối ở mực $z = 1m$ (m^2/s).

n – Số mũ của hàm biến đổi tốc độ gió theo độ cao, $n = 0,14 - 0,20$. Thường lấy $n = 0,14$ trong điều kiện khí quyển bất ổn định và $n = 0,20$ khi khí quyển ổn định.

K_0 – Kích thước khuếch tán rối ngang (m), đặc trưng cho sự biến đổi của hình chiếu phễu khói trên mặt phẳng xOy , nó được liên hệ với hệ số khuếch tán rối ngang K_y và tốc độ gió trung bình U theo công thức:

$$K_0 = K_y / U$$

U_1 – Tốc độ gió tại độ cao $z = 1m$. Để giải bài toán lan truyền chất ô nhiễm, Berliand đã sử dụng các profin thẳng đứng của tốc độ gió và hệ số khuếch tán rối để khép kín phương trình (3.12) với ẩn số duy nhất là nồng độ trung bình C , các profin này có dạng lũy thừa như sau:

$$U_z = U_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^n \quad (3.21)$$

$$K_z = K_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^m \quad (3.22)$$

U_z – Tốc độ gió trung bình tại độ cao z (m/s).

K_z – Hệ số khuếch tán rối tại độ cao z (m^2/s).

K_1 – Hệ số khuếch tán rối tại độ cao $z_1 = 1m$ (m^2/s).

n, m – Các chỉ số đặc trưng cho sự biến đổi của tốc độ gió và hệ số khuếch tán rối trong khí quyển theo chiều cao. Đối với lớp không khí gần mặt đất thì chỉ cần giới hạn sự phụ thuộc tuyến tính của K_z vào z , khi đó coi $m = 1$.

Hệ số K_1 được xác định bằng công thức sau:

$$K_1 = 0.104 \Delta U \left[1 + 1.38 \frac{\Delta T}{(\Delta U)^2} \right]$$

Trong đó:

$\Delta U = U_2 - U_{0,5}$ – Hiệu tốc độ gió ở mực 2m và 0,5m.

$\Delta T = T_{0,5} - T_2$ – Hiệu nhiệt độ không khí tại mực 2m và 0,5m.

H – Độ cao hiệu dụng của ống khói (m). Đại lượng này được tính theo công thức:

$$H = h + \Delta H$$

Trong đó:

h – Độ cao thực của ống khói (m).

ΔH – Độ nâng ban đầu của luồng khí thải (m) được tính theo công thức:

$$\Delta H = \frac{1,5 \cdot W_0 \cdot R_0}{U_{10}} \left(2,5 + \frac{3,3 \cdot g \cdot R_0 \cdot \Delta T}{T_k \cdot U_{10}} \right) \quad (3.23)$$

U_{10} – Tốc độ gió tại độ cao 10m (m/s).

$\Delta T = T_1 - T_k$ – Hiệu nhiệt độ giữa khí thải ra khỏi miệng ống khói (T_1) và nhiệt độ môi trường không khí xung quanh (T_k) ở miệng ống khói. (T_k, T_1 tính bằng độ Kelvin = $273^\circ + t^\circ C$).

W_0 – Tốc độ phụt của luồng khí thải (m/s).

R_{ii} – Bán kính miệng ống khói (m).

g – Gia tốc trọng trường (m/s^2).

3.4.4. Mô hình lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí của Sutton và Gauss

Mô hình lan truyền chất ô nhiễm của SUTTON ngoài việc áp dụng để đánh giá cho các nguồn điểm có độ cao h (như ống khói của các nhà máy) thì mô hình này cũng được áp dụng đối với nguồn điểm ở mặt đất (không có độ cao h và đặt ở góc toạ độ).

Cách giải của Sutton cũng dựa vào các giả thiết từ (3.2) đến (3.5), quy luật biến đổi theo độ cao của tốc độ gió và hệ số khuếch tán rối để đơn giản hoá và khép kín phương trình (3.1), đồng thời sử dụng một số điều kiện phụ sau:

$$x \rightarrow 0 \quad \rightarrow \quad C \rightarrow \infty$$

$$x, y, z \rightarrow \infty \quad \rightarrow \quad C \rightarrow 0$$

Thông lượng chất ô nhiễm tại bề mặt trái dưới = 0

$$K_z \frac{\partial C}{\partial z} \rightarrow 0 \text{ khi } z \rightarrow 0$$

Thông lượng chất ô nhiễm qua một mặt phẳng bất kỳ vuông góc với hướng gió thì không đổi và bằng công suất của nguồn thải M :

$$M = \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} uC(y, z) dy dz \quad ; \quad x > 0 \quad (3.24)$$

Xuất phát từ cơ sở lý thuyết thống kê và tư tưởng của Gauss, Sutton giải phương trình đã được đơn giản hoá với các điều kiện phụ cho kết quả sau đối với nguồn điểm liên tục không có độ cao đặt tại gốc toạ độ:

$$C(x, y, z) = \frac{2M}{\pi \cdot u \cdot C_y \cdot C_z \cdot x^{2-n}} \exp \left[-x^n \cdot 2 \left(\frac{y^2}{C_y^2} + \frac{z^2}{C_z^2} \right) \right] \quad (3.25)$$

Trong đó:

M – Công suất nguồn thải (mg/s).

u – Tốc độ gió trung bình tại mặt đất (m/s).

$C(x, y, z)$ – Nồng độ chất ô nhiễm (mg/m^3).

C_y, C_z – Các hệ số khuếch tán rối suy rộng của Sutton.

n – Liên quan đến chỉ số tầng kết nhiệt.

Đối với nguồn điểm liên tục có độ cao hiệu dụng H đặt tại gốc tọa độ, mô hình Sutton có dạng:

$$C(x, y, z) = \frac{M \cdot \exp\left(\frac{-y^2}{C_y^2 \cdot x^{2-n}}\right)}{\pi \cdot C_y \cdot C_z \cdot u \cdot x^{2-n}} \left\{ \exp\left[-\frac{(z-H)^2}{C_z^2 \cdot x^{2-n}}\right] + \exp\left[-\frac{(z+H)^2}{C_z^2 \cdot x^{2-n}}\right] \right\} \quad (3.26)$$

u – Tốc độ gió trung bình tại độ cao hiệu dụng của nguồn.

Từ công thức (3.26) Sutton đã lập được công thức tính nồng độ trung bình cực đại chất ô nhiễm tại khoảng cách tương ứng:

$$C_{\max} = \frac{2 \cdot M}{e \cdot \pi \cdot u \cdot H^2} \cdot \frac{C_z}{C_y} \quad (3.27)$$

$$X_{\max} = \left(\frac{H^2}{C_z^2} \right)^{\frac{1}{2-n}} \quad (3.28)$$

Trong trường hợp tính toán cho nguồn điểm không có độ cao tại mặt đất (như các nguồn khoan, xúc bốc, nổ mìn trong khai thác mỏ, cửa thông gió tại các hầm lò, trong các phân xưởng, nhà máy công nghiệp) nồng độ chất ô nhiễm được tính theo công thức (đặt $z = 0$ trong công thức 3.25):

$$C(x, y, 0) = \frac{2 \cdot M}{\pi \cdot u \cdot C_y \cdot C_z \cdot x^{2-n}} \exp\left[-x^{n-2} \left(\frac{y^2}{C_y^2}\right)\right] \quad (3.29)$$

Đối với nguồn điểm có độ cao H , khi đặt $z = 0$ từ công thức (3.26) ta sẽ thu được quy luật phân bố nồng độ trung bình chất ô nhiễm ở gần mặt đất như sau:

$$C(x, y, 0) = \frac{2 \cdot M}{\pi \cdot u \cdot C_y \cdot C_z \cdot x^{2-n}} \exp\left[-\frac{1}{x^{2-n}} \left(\frac{y^2}{C_y^2} + \frac{H^2}{C_z^2}\right)\right] \quad (3.30)$$

Sử dụng công thức liên hệ giữa C_y, C_z với các hệ số phát tán Gauss σ_y, σ_z , do Sutton thiết lập:

$$2\sigma_y^2 = C_y^2 \cdot x^{2-n} \quad ; \quad 2\sigma_z^2 = C_z^2 \cdot x^{2-n} \quad (3.31)$$

Khi đó (3.26) có dạng:

$$C(x, y, z) = \frac{M}{2\pi \cdot u \cdot \sigma_y \cdot \sigma_z} \cdot \exp \frac{-y^2}{2\sigma_y^2} \left\{ \exp \left[\frac{-(Z-H)^2}{2\sigma_z^2} \right] + \exp \left[\frac{-(Z+H)^2}{2\sigma_z^2} \right] \right\} \quad (3.32)$$

Với u là tốc độ gió trung bình tại chiều cao hiệu dụng (H) của ống khói.

Đặt $z = 0$, trong công thức (3.32) ta có công thức xác định nồng độ chất ô nhiễm gần mặt đất như sau:

$$C(x, y, 0) = \frac{M}{\pi \cdot u \cdot \sigma_y \cdot \sigma_z} \cdot \exp \left(\frac{-y^2}{2\sigma_y^2} \right) \cdot \exp \left(\frac{-H^2}{2\sigma_z^2} \right) \quad (3.33)$$

Các công thức (3.32) và (3.33) thường quen gọi là *các công thức của mô hình Gauss*.

Khi áp dụng các công thức của Sutton, chỉ số phân tầng kết nhiệt n và các hệ số khuếch tán suy rộng C_y , C_z liên quan tới độ cao của nguồn phát thải h được Sutton nghiên cứu, phân tích mối quan hệ giữa nguồn phát thải với các yếu tố khí tượng cho ở bảng 3.2 [45, 46].

Bảng 3.2. Các giá trị n , C_y , C_z theo Sutton

Độ cao nguồn	Bất ổn định $n = 0,2$		Cân bằng phẩm định $n = 0,25$		Nghịch nhiệt			
					Trung bình ($n = 0,33$)		Mạnh ($n = 0,5$)	
h	C_z	C_y	C_z	C_y	C_z	C_y	C_z	C_y
0	0,36	0,64	0,12	0,21	0,048	0,084	0,030	0,053
10	0,36	0,64	0,12	0,21	0,048	0,084	0,030	0,053
25	0,36	0,36	0,12	0,12	0,048	0,048	0,030	0,030
50	0,30	0,30	0,10	0,10	0,040	0,040	0,025	0,025
75	0,27	0,27	0,09	0,09	0,036	0,036	0,022	0,022
100	0,21	0,21	0,07	0,07	0,028	0,028	0,018	0,018

Đối với các công thức Gauss (3.32) và (3.33) khi sử dụng phân tầng kết nhiệt người ta thường sử dụng bảng phân loại của Pasquyl theo 6 mức A, B, C, D, E, F cho ở bảng 3.3.

Đối với độ nâng ban đầu của luồng khí thải thường sử dụng công thức sau:

$$\Delta H = \frac{V_s d}{U} \left[1.5 + 2.68 \cdot 10^{-3} \cdot P \cdot d \left(\frac{T_r - T_k}{T_i} \right) \right] \quad (3.34)$$

Trong đó:

V_s – Tốc độ phụt khí thải ở miệng ống khói (m/s).

d – Đường kính của miệng ống khói (m).

P – Áp suất khí quyển (mbar).

T_i – Nhiệt độ khí thải (°K).

T_k – Nhiệt độ không khí xung quanh miệng ống khói (°K).

U – Tốc độ trung bình tại miệng ống khói (m/s).

Bảng 3.3. Mức phân tầng kết nhiệt theo Pasquyl [48]

Phân tầng kết nhiệt của khí quyển theo Pasquyl					
Tốc độ gió ở độ cao 10m (m/s)	Ngày			Đêm	
	Bức xạ mạnh	Bức xạ trung bình	Bức xạ yếu	Mây dày ($\geq \frac{5}{10}$)	ít đến quang mây ($< \frac{4}{10}$)
< 2	A	A - B	B	E	F
2 - 3	A - B	B	C	E	F
3 - 5	B	B - C	C	D	E
5 - 6	C	C - D	D	D	D
> 6	C	D	D	D	D

Từ bảng 3.2 Sutton cho rằng, ở gần mặt đất (0 – 25m), hệ số C_y có khuynh hướng lớn hơn C_z , ở những độ cao lớn hơn 25m rồi khí quyển trở nên gần như đẳng hướng; do đó C_y , C_z xem như bằng nhau.

3.4.5. Mô hình lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí đối với nguồn đường [9, 12, 45]

Nguồn đường có thể xem như là tập hợp các nguồn phát thải liên tục trên một tuyến đường hữu hạn hoặc dài vô hạn. Ví dụ, các dòng xe chạy liên tục trên đường quốc lộ, hay tập hợp các ống khói của khu công nghiệp, nằm kéo dài hàng km trên triền sông hay bờ biển.

Để đơn giản hoá, ta xét nguồn đường vô hạn và ở độ cao gần mặt đất, hướng gió thổi vuông góc với nguồn đường. Trong trường hợp này, nồng độ chất ô nhiễm tại khoảng cách x theo hướng gió vuông góc với nguồn đường được xác định bởi công thức sau:

$$C(x) = \frac{2.M^*}{u.\sigma_z.\sqrt{2.\pi}} \quad (3.35)$$

Trong đó:

M^* – Lượng thải của nguồn trên một đơn vị chiều dài trong một đơn vị thời gian (mg/m.s) hay còn gọi là *công suất của nguồn đường*.

σ_z – Hệ số phát tán Gauss theo phương z được liên hệ với hệ số khuếch tán suy rộng C_z của Sutton bởi công thức sau:

$$2\sigma_z^2 = C_z^2.x^{2-n} \quad (3.36)$$

u – Tốc độ gió trung bình theo hướng vuông góc với nguồn đường. Thay (3.35) vào (3.36) ta được:

$$C(x) = \frac{2.M^*}{u.C_z.\sqrt{\pi.x^{2-n}}} \quad (3.37)$$

Để xác định nồng độ trung bình chất ô nhiễm tại một điểm bất kỳ có toạ độ (x, z) có thể sử dụng công thức cải tiến dưới đây của Sutton:

$$C(x, z) = \frac{0,8.M^*}{u.\sigma_z} \left\{ \exp\left(\frac{-(Z-h)^2}{2\sigma_z^2}\right) + \exp\left(\frac{-(Z+h)^2}{2\sigma_z^2}\right) \right\} \quad (3.38)$$

Trong đó:

$C(x, z)$ – Được tính bằng mg/m³.

$$M^* = \sum_{i=1}^K \frac{N_i G_i}{3600} \text{ (mg / m.s)}$$

$(N_i$ – Số lượng xe thứ i (xe/giờ); K – Số lượng xe; G_i – Lượng khí thải của loại xe thứ i thải ra trên 1km (g/km) tính theo hệ số ô nhiễm không khí đối với các loại xe theo tài liệu của WHO được trình bày trong phụ lục 6.

Z – Độ cao của điểm tính (m).

σ_z – Hệ số phát tán Gauss theo phương z (m) là hàm số của khoảng cách x theo hướng gió thổi, xác định bởi công thức (3.36).

u – Tốc độ gió trung bình (m/s) theo hướng vuông góc với nguồn đường¹.

h – Độ cao của nguồn đường so với mặt đất xung quanh (m), nếu nguồn đường là tập hợp của các loại xe; nếu nguồn đường là dãy các ống khói thì h chính là độ cao của các ống khói. Công thức (3.38) được suy ra từ công thức (3.32) khi sử dụng công thức liên hệ các hệ số phát tán Gauss σ_y , σ_z với C_y , C_z (dạng 3.36) và coi $\frac{2 \cdot M'}{\sqrt{2 \cdot \pi}} \approx 0,8 \cdot M'$.

Hệ số phát tán σ_z có thể xác định thông qua hệ số C_z hoặc theo bảng phân loại về cấp ổn định của khí quyển theo Pasquill [48]. Tuy nhiên, đối với trường hợp nguồn đường giao thông, hệ số này thường được xác định theo công thức Slade (1968) với độ ổn định khí quyển loại “B” có dạng sau đây [46]:

$$\sigma_z = 0,53 \cdot x^{0,73} \quad (3.39)$$

Để mô tả bức tranh về ô nhiễm ta cần vẽ các đường đẳng trị (các đường đồng mức) của chất ô nhiễm trong không khí bằng cách tính toán giá trị $C(x, z)$ ứng với x biến thiên mỗi khoảng 2m, còn z biến thiên mỗi khoảng 0,5m, sau đó nối các điểm có nồng độ chất ô nhiễm bằng nhau sẽ được họ các đường đẳng trị chất ô nhiễm. So sánh các trị số của đường đẳng trị với TCCP sẽ đánh giá được mức độ ô nhiễm nguồn đường gây ra.

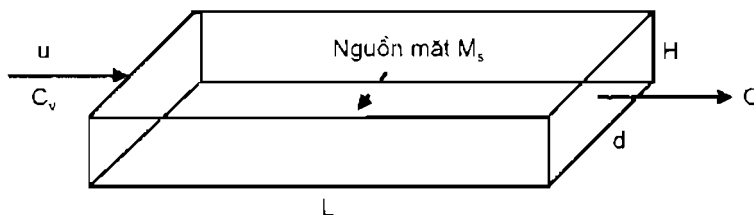
3.4.6. Mô hình lan truyền chất ô nhiễm trong không khí đối với nguồn mặt [1, 8]

Nguồn mặt là tập hợp các nguồn phát thải trên một đơn vị diện tích rộng, chẳng hạn như sự phát tán hơi khí độc từ các sông hồ, bụi từ bãi cát, bãi than v.v... Nếu nguồn mặt được tạo nên bởi một số nguồn điểm không lớn lắm thì có thể dùng mô hình tính toán với từng nguồn điểm riêng rẽ, sau đó lấy tổng để suy ra nồng độ chất ô nhiễm ở điểm khảo sát. Cũng có thể chia diện tích bề mặt thành một tập hợp các dải nguồn đường song song và sử dụng các công thức tính toán đối với nguồn đường riêng rẽ, sau đó cộng tác dụng lại.

Ngoài những phương pháp nêu trên, người ta còn sử dụng mô hình hộp để đánh giá mức độ ô nhiễm không khí gây ra từ nguồn mặt (thành phố, các vùng mỏ v.v...)

¹ Nếu tốc độ gió có hướng bất kỳ lập với nguồn đường một góc α thì thay u bằng $u \sin \alpha$. Khi $\alpha = 0$ thì hướng gió trùng với trục đường (song song với nguồn đường), chất ô nhiễm di chuyển theo nguồn đường, không khuếch tán sang hai bên đường.

Coi khối không khí ở trên vùng đô thị có dạng hình hộp với kích thước chiều dài $L(m)$, chiều rộng $d(m)$, và chiều cao $H(m)$ bằng độ cao lớp xáo trộn của khí quyển. Công suất nguồn mặt bằng M_s ($mg/m^2.s$). Hướng gió thổi vuông góc với chiều rộng có tốc độ trung bình u (m/s) và mang theo chất ô nhiễm với nồng độ C_v (mg/m^3), nồng độ chất ô nhiễm bên trong hình hộp bằng C (mg/m^3) (hình 3.4).



Hình 3.4. Hình hộp đặc trưng cho khối không khí trên đô thị

Giả thiết chất ô nhiễm không khuếch tán qua 2 mặt song song với hướng gió cũng như mặt trên, tạo ra nồng độ chất ô nhiễm trung bình đồng nhất trong hộp không khí. Theo định luật cân bằng vật chất ta phải có:

$$L.d.H \frac{\partial C}{\partial t} = M_s.L.d + d.H.u.C_v - d.H.u.C \quad (3.40)$$

Nghĩa là, *tốc độ biến đổi chất ô nhiễm trong hộp = tổng mức độ ô nhiễm ở trong hộp - mức độ ô nhiễm đi ra khỏi hộp.*

Xét trường hợp ứng với thời gian đủ lớn ($t \rightarrow \infty$) để sự biến đổi chất đạt được trạng thái cân bằng ổn định $\frac{\partial C}{\partial t} = 0$, khi đó từ phương trình (3.40) suy ra:

$$C_{\infty} = \frac{M_s.L}{u.H} + C_v \quad (3.41)$$

Từ phương trình (3.41) cho thấy, nếu không khí đi vào hộp là sạch ($C_v = 0$) thì nồng độ chất ô nhiễm ổn định sẽ tỷ lệ thuận với công suất nguồn thải M_s và tỷ lệ nghịch với hệ số thông thoáng uH . Nếu luồng gió thổi mang theo chất ô nhiễm ($C_v \neq 0$) thì phải cộng thêm tác dụng của gió làm tăng thêm chất ô nhiễm ở trong hình hộp.

Xét trường hợp bài toán không dừng $\frac{\partial C}{\partial t} \neq 0$.

Ký hiệu C_0 là nồng độ chất ô nhiễm trong hộp không khí trên thành phố ở thời điểm $t = 0$, khi đó giải phương trình vi phân (3.40) ta sẽ được kết quả sau:

$$C(t) = \left(\frac{M_0 L}{uH} + C_0 \right) \cdot \left(1 - e^{-\frac{ut}{\tau}} \right) + C_0 e^{-\frac{ut}{\tau}} \quad (3.42)$$

Nếu luồng gió thổi vào là không mang chất ô nhiễm và $C_0 = 0$ thì (3.42) trở thành:

$$C(t) = \frac{M_0 L}{uH} \left(1 - e^{-\frac{ut}{\tau}} \right) \quad (3.43)$$

Khi $t = \tau = L/u$ được gọi là *hằng số thời gian*, nó đặc trưng cho thời gian tồn lưu của chất ô nhiễm, công thức (3.41) trở thành:

$$C(t) = \frac{M_0 L}{uH} (e - 1) \quad (3.44)$$

3.5. PHƯƠNG PHÁP CẢI TIẾN XÁC ĐỊNH CÁC THAM SỐ KHUẾCH TÁN RỐI ỨNG VỚI ĐIỀU KIỆN KHÍ HẬU Ở VIỆT NAM [6, 10, 42]

3.5.1. Hệ số khuếch tán rối

Trong khí quyển thường tồn tại hai dạng chuyển động là chuyển động rối và chuyển động tầng.

Tuy nhiên, chuyển động rối là chủ yếu và chính do chuyển động rối mà các phần tử bụi và các chất ô nhiễm v.v... sẽ lan truyền và khuếch tán trong môi trường không khí. Đặc trưng của khuếch tán rối được biểu thị bằng các hệ số khuếch tán rối K_x , K_y , K_z theo 3 trục Ox , Oy , Oz , chúng liên hệ với quãng đường dịch chuyển Prant trong lý thuyết rối thống kê. Vì vậy, để thiết lập quy luật biến đổi của K_y theo thời gian ta xuất phát từ cơ sở lý thuyết rối thống kê hiện đại [6].

Xét chuyển động của các phần tử (khí hoặc bụi) bắt đầu từ thời điểm ban đầu t_0 . Giả thiết khi $t_0 = 0$ thì phần tử ở ngay gốc tọa độ, đến thời điểm t nó ở cách điểm X có tọa độ (x, y) . Hàm $X(t)$ là một hàm ngẫu nhiên phụ thuộc vào thời gian t , biểu diễn quỹ đạo chuyển động của các phần tử trong dòng rối. Nếu như chuyển động của các phần tử được mô tả bằng hàm $X(t)$ thì quỹ đạo chuyển động của các phần tử trong dòng rối có thể được xem là một thể hiện của hàm ngẫu nhiên $X(t)$:

$$V(t) = \frac{dX(t)}{dt} \quad (3.45)$$

Tốc độ $V(t)$ cũng được coi là hàm ngẫu nhiên và giả thiết là *quá trình dừng*. Nếu coi mọi phần tử đều là chuyển động rời thì tốc độ trung bình của chúng bằng 0, tức là:

$$M[V(t)] = 0 \Rightarrow M[X(t)] = 0 \quad (3.46)$$

ở đây, M là kỳ vọng toán.

Hàm tương quan chuẩn hoá của thành phần V_y của vectơ tốc độ gió $V(t)$ sẽ là:

$$r_y = \frac{M[V_y(t) \cdot V_y(t + \tau)]}{\delta^2 V_y} \quad (3.47)$$

Trong đó:

r_y – Hàm tương quan chuẩn hoá lagrand của thành phần tốc độ theo trục y .

$\delta^2 V_y$ – Phương sai của thành phần tốc độ theo trục y .

$$\delta^2_y(\tau) = 2\delta^2 V_y \int_0^\tau \int_0^t r_y dt \quad (3.48)$$

$\delta^2_y(\tau)$ – Phương sai khuếch tán của phần tử dọc trục y .

Hệ số khuếch tán rời ngang K_y liên hệ với δ^2_y bởi công thức sau:

$$K_y(\tau) = \frac{1}{2} \frac{d\delta^2_y}{d\tau} \quad (3.49)$$

$K_y(\tau)$ đặc trưng cho tốc độ biến đổi của phương sai khuếch tán của các phần tử theo trục y .

Thay (3.48) vào (3.49) ta được:

$$K_y(\tau) = \delta^2 V_y \int_0^\tau r_y(\tau) d\tau \quad (3.50)$$

$$\rightarrow K_y(\tau) = \int_0^\tau R_y(\tau) d\tau \quad (3.51)$$

Trong đó: $R_y(\tau)$ là hàm tương quan của thành phần tốc độ theo trục y .

Xét 2 trường hợp:

1. Đối với kích thước thời gian lấy trung bình thuộc quy mô lớn $\tau > \tau^*$ (τ^* là kích thước ngoài của rối).

Trong trường hợp này, theo định luật cấu trúc của rối thì hàm cấu trúc thời gian $D_y(\tau)$ tỷ lệ tuyến tính với τ (định luật tuyến tính của Iudin), nghĩa là:

$$D_y(\tau) = \alpha \cdot \tau \quad (3.52)$$

Trong đó, α là hệ số tỷ lệ.

Sử dụng công thức liên hệ giữa hàm tương quan $R_y(\tau)$ với hàm cấu trúc $D_y(\tau)$ đối với quá trình rời là dừng ta có:

$$R_y(\tau) = \frac{1}{2} [D_y(\infty) - D_y(\tau)] \quad (3.53)$$

Trong đó, $D_y(\infty)$ là giá trị bão hoà của hàm cấu trúc.

Từ (3.51), (3.52) và (3.53) ta suy ra:

$$K_y(\tau) = \frac{1}{2} \cdot D_y(\infty) \cdot \tau - \frac{1}{4} \alpha \cdot \tau^2 = a \cdot \tau - b \cdot \tau^2 \quad (3.54)$$

với $a = \frac{1}{2} \cdot D_y(\infty)$; $b = \frac{1}{4} \alpha$ là các hệ số tỷ lệ. Nghĩa là, trong trường hợp này, hệ số khuếch tán rời ngang K_y biến đổi theo τ với quy luật Parabol.

2. Kích thước thời gian τ nằm trong khoảng quán tính $\tau_0 < \tau < \tau^*$ (τ_0 là kích thước trong của rối).

Trong trường hợp này, hàm cấu trúc $D_y(\tau)$ tỷ lệ với τ theo lũy thừa 2/3 (định luật 2/3 của Conmôgônốp Ôbukhốp), nghĩa là:

$$D_y(\tau) = \beta \cdot \tau^{2/3} \quad (3.55)$$

Từ (3.51) và (3.55) ta thu được quy luật sau:

$$K_y(\tau) = \frac{1}{2} \cdot D_y(\infty) \cdot \tau - \frac{3}{5} \beta \cdot \tau^{5/3}$$

$$\text{Hay} \quad K_y(\tau) = A \cdot \tau - B \cdot \tau^{5/3} \quad (3.56)$$

Trong đó: $A = \frac{1}{2} \cdot D_y(\infty)$; $B = \frac{3}{5} \beta$ là các hệ số tỷ lệ.

Các công thức (3.54) và (3.56) biểu thị quy luật biến đổi của hệ số khuếch tán rời ngang K_y theo khoảng thời gian lấy trung bình τ lần đầu tiên thiết lập được bởi tác giả *Phạm Ngọc Hồ* vào năm 1998.

3.5.2. Phương pháp xác định hệ số khuếch tán rời K_y từ số liệu quan trắc khí tượng

Số liệu tính toán:

Số liệu tính toán là số liệu về tốc độ gió, hướng gió, tần suất gió tại trạm khí tượng đặc trưng cho vùng khảo sát. Dãy số liệu được tính trong 3 năm để

đảm bảo độ ổn định thống kê. Mỗi ngày được lấy 4 obs ứng với các giờ quan trắc là 1, 7, 13 và 19h. Như vậy, khoảng cách liên tiếp giữa các giá trị vận tốc gió là $\tau = 6h$, trong mỗi năm phân dãy số liệu thành 4 mùa: mùa xuân (tháng II, III, IV); mùa hạ (tháng V, VI, VII); mùa thu (VIII, IX, X) và mùa đông (XI, XII, I). Ngoài ra, còn sử dụng dãy số liệu sắp xếp kéo dài liên tục trong 3 năm để tính toán các tham số đặc trưng cho cả năm.

Ứng với mỗi hướng gió sử dụng công thức

$$V_y = \left| \dot{V} \right| \cdot \sin(\varphi) \quad (3.57)$$

để tính các giá trị V_y .

Trong đó:

φ – Góc lệch của vectơ tốc độ gió \dot{V} so với trục Ox (*).

$|\dot{V}|$ – Modun tốc độ gió tại thời điểm quan trắc (m/s).

(*): Trong một số tài liệu φ còn được coi là góc mở của khuếch tán rối ngang. Theo tiêu chuẩn Việt Nam, góc lệch của một hướng gió được quy định biến đổi trong phạm vi từ $0 - 22,5^\circ$ ứng với bảng gió 16 hướng.

Tính toán hệ số khuếch tán rối K_y .

Trong khí tượng không phải bao giờ cũng có biểu thức giải tích những quá trình ngẫu nhiên mà ta chỉ có các đồ thị của nó thu được theo máy ghi hoặc là bảng các giá trị rời rạc theo các giá trị cách quãng của thời gian t . Trong trường hợp đó, người ta có thể thay tích phân gần đúng bằng tổng các giá trị.

Coi $V_y(t)$ là thể hiện của quá trình ngẫu nhiên có tích Egodic trong khoảng $[0, T]$, ta chia khoảng $[0, T]$ làm N phần bằng nhau và bằng τ .

$$T = N \cdot \tau \quad (3.58)$$

Nếu giữ nguyên những số liệu này thì tính toán sẽ mắc phải sai số rất lớn, vì vậy khi tính toán cần tiến hành nội ngoại suy đồng thời với việc làm trơn chuỗi số liệu theo phương pháp trình bày trong [6].

Dựa vào công thức $V_y = \left| \dot{V} \right| \cdot \sin(\varphi)$ ta tính được các thành phần V_y

tương ứng với các góc $\varphi = 5^\circ, 10^\circ, 15^\circ, 20^\circ$ và $22,5^\circ$, sau đó tính các giá trị hàm tương quan, hàm tương quan chuẩn hoá và hàm cấu trúc theo thành phần tốc độ gió V_y cho từng mùa.

Công thức tính các hàm trên như sau:

$$R_y(k\tau) = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} \left(V_{y,i+k} - V_y \right) \left(V_{y,i} - V_y \right) \quad (3.59)$$

$$D_y(k\tau) = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} \left(V_{y,i+k} - V_y \right)^2 \quad (3.60)$$

$$r_y(k\tau) = \frac{R_y(k\tau)}{\delta_{V_y}^2} \quad (3.61)$$

Trong đó:

$R_y(k\tau)$ – Các giá trị hàm tương quan thời gian của tốc độ gió V_y .

$D_y(k\tau)$ – Các giá trị hàm cấu trúc thời gian của tốc độ gió V_y .

$r_y(k\tau)$ – Các giá trị hàm tương quan chuẩn hoá của tốc độ gió V_y .

$\delta_{V_y}^2$ – Phương sai của tốc độ gió V_y .

N – Tổng số các giá trị V_y .

$k = 1, 2, 3, \dots, N-1$; $\tau = 6h$.

Sau khi đã thu được những giá trị của hàm tương quan, các giá trị của hàm tương quan chuẩn hoá và hàm cấu trúc (đã được lọc sai số) biểu diễn trên đồ thị, ta tiếp tục tính hệ số khuếch tán rời K_y .

Việc tính toán các giá trị của hệ số khuếch tán rời K_y theo khoảng thời gian lấy trung bình τ dựa trên cơ sở đường cong của các hàm tương quan:

$$K_y(\tau) = \int_0^{\tau} R_y(\tau) d\tau \quad (3.62)$$

Dựa trên kết quả đánh giá tính dừng, từ đường cong hàm cấu trúc D_y sẽ chọn được giới hạn khoảng biến đổi của τ , sau đó chia trục hoành thành n khoảng $\Delta\tau_i$ bằng nhau, khi đó tại thời điểm τ_i ta có công thức tính hệ số khuếch tán rời ngang như sau:

$$K_y(\tau_n) = \sum_{i=1}^n R_y(\tau_i) \Delta\tau_i \quad (3.63)$$

với $n = \overline{1, m}$

Lấy trung bình các giá trị K_y ứng với các góc φ ta được các giá trị K_y trung bình theo thời gian τ tương ứng đặc trưng cho mỗi mùa khảo sát.

3.5.3. Xác định kích thước rối ngang K_0

Trong phần trên cho thấy, để tính toán nồng độ chất ô nhiễm theo mô hình khuếch tán rối, cần xác định hệ số K_0 .

Kích thước khuếch tán rối ngang K_0 được xác định theo công thức sau:

$$K_0 = K_y / U \quad (3.64)$$

Trong đó:

K_y – Hệ số khuếch tán rối ngang (m^2/s).

U – Tốc độ gió trung bình (m/s) đo đạc được tại mặt đất (hoặc lấy trực tiếp từ số liệu quan trắc ở trạm khí tượng mặt đất).

3.5.4. Xác định các hệ số khuếch tán rối suy rộng của Sutton

Các tham số C_y và C_z được gọi là các hệ số khuếch tán rối suy rộng của Sutton, các hệ số này có mối liên hệ với hệ số K_0 như sau:

$$C_y^2 = 4K_0 \quad (3.65)$$

Vì quá trình rối giả thiết là dừng, trường rối được xem là đồng nhất và đẳng hướng, do z chỉ biến đổi trong khoảng $(0, +\infty)$, còn y biến đổi trong khoảng $(-\infty, +\infty)$ nên ta có thể coi $C_z = 0,5C_y$ [6]. Bởi vậy, khi biết K_0 ta sẽ xác định trực tiếp được C_y và C_z .

3.5.5. Xác định các hệ số phát tán Gauss σ_y, σ_z

Các hệ số phát tán Gauss của chất ô nhiễm theo phương y và phương z vuông góc với chiều gió thổi (trùng với hướng x) đối với quá trình lan truyền chất ô nhiễm là dừng có thể tính trực tiếp qua các giá trị C_y, C_z (hoặc K_0) xác định bởi các công thức sau:

$$2\sigma_y^2 = C_y^2 \cdot x^{2-n}; \quad 2\sigma_z^2 = C_z^2 \cdot x^{2-n} \quad (3.66)$$

Từ (3.65) suy ra

$$2\sigma_y^2 = 4K_0 \cdot x^{2-n}; \quad 2\sigma_z^2 = K_0 \cdot x^{2-n} \quad (3.67)$$

Và ta có: $\sigma_z^2 = 0,25 \cdot \sigma_y^2 \rightarrow \sigma_z = 0,5 \cdot \sigma_y$. Lý giải điều này tương tự như trường hợp $C_z = 0,5C_y$. Nghĩa là, trong trường hợp các chất ô nhiễm lan truyền và khuếch tán trong lớp không khí gần mặt đất tuân theo quy luật phân bố chuẩn, nguồn thải liên tục ổn định (quá trình khuếch tán là dừng) thì hệ số phát tán σ_z (với z biến thiên trong khoảng $0 - \infty$) chỉ bằng một nửa hệ số phát tán σ_y (với y biến thiên từ $-\infty - +\infty$).

Các tham số khuếch tán rối ở trên đều được biểu thị qua $K_0 = K_y/u$, trong đó quy luật biến đổi của $K_y = f(\tau)$ đã được xác định bằng các công thức (3.54) và (3.56). Vì thế, chỉ cần xác định các hệ số tỷ lệ a , b trong công thức 3.54 ứng với khu vực có điều kiện khí hậu nghiên cứu, ta có thể tính toán các tham số khuếch tán rối theo khoảng thời gian lấy trung bình τ ứng với thời gian lấy mẫu theo tiêu chuẩn môi trường Việt Nam. Ví dụ, theo TCVN thì thời gian lấy mẫu trung bình đối với bụi và các khí độc là 1h, 8h, 24h.

3.5.6. Xác định các hệ số tỷ lệ a , b trong công thức biểu diễn quy luật biến đổi của hệ số khuếch tán rối ngang K_y theo thời gian τ

Để xác định các hệ số a , b trong công thức 3.54 ta dùng phương pháp bình phương tối thiểu.

Muốn vậy, đặt: $y_i = a\tau_i$, ta có độ lệch bình phương là:

$$Y = \sum_{i=1}^n \delta_i^2 = \sum_{i=1}^n (a\tau_i - b\tau_i^2 - y_i)^2 \quad (3.68)$$

Để độ lệch này nhỏ nhất thì:

$$\frac{\partial Y}{\partial a} = \frac{\partial Y}{\partial b} = 0$$

Thực hiện các phép tính trên ta thu được hệ phương trình sau:

$$\begin{cases} \left(\sum_{i=1}^n \delta_i^2 \right) a = \sum_{i=1}^n 2\tau_i (a\tau_i - b\tau_i^2 - y_i) = 0 \\ \left(\sum_{i=1}^n \delta_i^2 \right) b = \sum_{i=1}^n -2\tau_i^2 (a\tau_i - b\tau_i^2 - y_i) = 0 \end{cases} \quad (3.69)$$

Giải hệ hai phương trình (3.69) ta được công thức tính giá trị a và b như sau:

$$\begin{aligned} a &= \frac{\sum_{i=1}^n y_i \tau_i + b \sum_{i=1}^n \tau_i^3}{\sum_{i=1}^n \tau_i^2}; \\ b &= \frac{\left(\sum_{i=1}^n y_i \tau_i^2 \right) \cdot \left(\sum_{i=1}^n \tau_i^2 \right) - \left(\sum_{i=1}^n y_i \tau_i \right) \cdot \left(\sum_{i=1}^n \tau_i^3 \right)}{\left(\sum_{i=1}^n \tau_i^3 \right)^2 - \left(\sum_{i=1}^n \tau_i^4 \right) \cdot \left(\sum_{i=1}^n \tau_i^2 \right)} \end{aligned} \quad (3.70)$$

Sau khi lập chương trình tính toán, ta có được giá trị của hệ số a và b cho các khu vực tương ứng vào các mùa trong năm như trong bảng 3.4.

Bảng 3.4. Các hệ số a, b

Khu vực	Hệ số	Mùa xuân	Mùa hạ	Mùa thu	Mùa đông
Hà Nội	b	$5,50.10^{-6}$	$3,62.10^{-6}$	$1,56.10^{-6}$	$4,61.10^{-6}$
	a	$1,02.10^{-2}$	$6,15.10^{-3}$	$3,69.10^{-3}$	$7,14.10^{-3}$
Huế	b	$8,29.10^{-6}$	$5,87.10^{-6}$	$1,27.10^{-5}$	$1,31.10^{-5}$
	a	$6,12.10^{-3}$	$6,16.10^{-3}$	$2,23.10^{-2}$	$1,23.10^{-2}$
TP. Hồ Chí Minh	b	$3,15.10^{-6}$	$1,19.10^{-6}$	$1,42.10^{-6}$	$5,37.10^{-6}$
	a	$5,03.10^{-3}$	$2,60.10^{-3}$	$2,24.10^{-3}$	$1,53.10^{-2}$

Sai số bình phương trung bình: $\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \delta_i^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (a\tau_i - b\tau_i^2 - y_i)^2$ tính theo các hệ số a và b, kết quả được trình bày ở bảng 3.5.

Bảng 3.5. Sai số bình phương trung bình của phép xấp xỉ hàm $K_y(\tau)$ theo công thức (3.54)

Mùa Khu vực	Xuân	Hạ	Thu	Đông
Hà Nội	0,003565	0,001983	0,002795	0,002474
Huế	0,001455	0,000930	0,002060	0,003657
TP. Hồ Chí Minh	0,000160	0,000040	0,000023	0,000503

Từ bảng trên cho thấy, sai số dao động trong khoảng từ 10^{-2} – 10^{-4} , điều này cho thấy sự phù hợp khá tốt của đường cong lý thuyết với đường cong thực nghiệm.

Thay các hệ số a, b vào công thức của K_y theo τ với $\tau \geq 1h$. Công thức (3.56) chỉ đúng với $\tau < 1h$, do đó muốn xác định các hệ số tỷ lệ A và B phải sử dụng đến số liệu đo đặc tốc độ gió bằng máy tự ghi có quán tính nhỏ. Tuy nhiên, trong việc quản lý chất lượng môi trường không khí, các chỉ tiêu về nồng độ chất ô nhiễm cho phép theo tiêu chuẩn Việt Nam chỉ ứng với khoảng thời gian lấy trung bình $\tau \geq 1h$. Vì vậy, khi thay công thức (3.54) với các hệ số a, b đã xác định được vào mô hình Berliand, Sutton và Gauss thì việc ứng dụng các mô hình này để đánh giá, dự báo sự lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí trở nên rất thuận lợi. Các tham số khác

nếu chỉ số tầng kết nhiệt n , hệ số khuếch tán rối K_1 , đều có thể tính toán thông qua các công thức biểu thị quy luật biến đổi gió và nhiệt độ theo độ cao trong lớp không khí gần mặt đất.

3.5.7. Xác định tham số nhám z_0 và chỉ số mũ lũy thừa n [30]

Bằng lý thuyết và thực nghiệm các nhà khí tượng đã đưa ra nhiều công thức khác nhau để xác định profin thẳng đứng của gió (xem chương II). Phần lớn đều thừa nhận profin gió trong điều kiện phân tầng kết nhiệt ở trạng thái cân bằng phiếm định có dạng (công thức 2.57, chương II):

$$V = \frac{v_*}{\chi} \ln \frac{Z}{Z_0} \quad (3.71)$$

Ở đây: v_* là tốc độ động lực; χ là hằng số Karman; Z_0 là độ nhám.

Thực tế phân tầng kết nhiệt ở trạng thái cân bằng phiếm định ít xảy ra và trạng thái này *thường xuất hiện vào sáng sớm hay chiều tối*. Đối với phân tầng kết nhiệt ở trạng thái không cân bằng thì profin gió có dạng lũy thừa (công thức 2.67):

$$V = V_1 \left(\frac{Z}{Z_1} \right)^n \quad (3.72)$$

Ở đây: V là tốc độ gió ở độ cao Z ; V_1 là tốc độ gió ở độ cao 1m ; n là số mũ lũy thừa liên quan tới tầng kết nhiệt (chỉ số phân tầng kết nhiệt).

Trong thực hành, thường dùng hai công thức sau là kết quả của phép biến đổi các công thức (3.71) và (3.72):

$$V_z = V_{10} \cdot \frac{\ln Z - \ln Z_0}{\ln 10 - \ln z_0} \quad (3.73)$$

Với V_z , V_{10} là tốc độ gió ở độ cao Z và 10m .

$$V_z = V_{10} \left(\frac{Z}{10} \right)^n \quad (3.74)$$

Việc sử dụng các công thức (3.73) và (3.74) được nhiều nhà khí tượng đánh giá và kết luận như sau:

– Profin tốc độ gió trung bình trong lớp từ mặt đệm đến độ cao 300m , dùng công thức (3.74) chính xác hơn công thức (3.73).

– Với gió mạnh ở độ cao $200\text{--}300\text{m}$ và tầng kết khí quyển ổn định thì profin gió tính theo công thức lũy thừa (3.74) chính xác hơn so với công thức (3.73).

– Profin thẳng đứng của gió trong lớp dưới 300m được mô tả bởi công thức lũy thừa (3.74) là đủ chính xác trong tất cả các trường hợp với *gradien thẳng đứng của nhiệt độ trong lớp này gần hoặc vượt quá đoạn nhiệt*, còn *tốc độ gió không lớn hơn 8m/s*. Độ chính xác của công thức (3.74) càng cao nếu độ bất ổn định càng lớn.

– Với gradien đoạn nhiệt và siêu đoạn nhiệt trong lớp 300m và tốc độ gió trên 8m/s thì profin gió tính theo công thức loga (3.73) có độ cong rõ hơn và sai số nhỏ hơn.

Như vậy, để tính giá trị tốc độ gió ở độ cao Z bất kỳ trong lớp khí quyển sát đất, cần phải xác định tham số nhám Z_0 hoặc chỉ số lũy thừa n trong các công thức (3.73) và (3.74).

Theo số liệu quan trắc tại trạm Hoài Đức ở Hà Nội [30] đã tính toán tốc độ gió ở độ cao bất kỳ trong lớp sát mặt đệm. Trên cơ sở số liệu đo bằng máy tự động Vaisla MILOS – 500 ở trạm Hoài Đức, đã xác định giá trị Z_0 và chỉ số lũy thừa n đặc trưng theo mùa ứng với các tháng 1, 4, 7, 10 và năm, kết quả thu được trình bày ở bảng 3.6.

Bảng 3.6. Giá trị Z_0 và chỉ số n theo tháng và năm ở trạm Hoài Đức, Hà Nội [30]

Tham số	Tháng				Cả năm
	1	4	7	10	
$Z_0(n)$	0,0085	0,016	0,0083	0,017	0,016
n	0,19	0,19	0,17	0,23	0,20

Nhận xét:

– Giá trị Z_0 thay đổi không đáng kể theo tháng. Giá trị này dao động trong khoảng 0,01 – 0,02.

– Chỉ số n cũng không thay đổi nhiều và dao động trong khoảng 0,17 – 0,23.

3.6. PHƯƠNG PHÁP ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG MÔI TRƯỜNG [21, 22]

Để xây dựng *bản đồ môi trường* và *bản đồ hiện trạng môi trường* phục vụ cho công tác đánh giá hiện trạng, tác động và quy hoạch môi trường thì điều quan trọng nhất là phải thiết lập các phương pháp đánh giá chất lượng môi trường. Dưới đây trình bày một tổ hợp các phương pháp truyền thống và phương pháp chỉ tiêu tổng hợp.

3.6.1. Phương pháp truyền thống đánh giá chất lượng môi trường thành phần (Phương pháp đánh giá các chỉ tiêu riêng lẻ)

Phương pháp này dựa trên việc đối sánh giữa các yếu tố đặc trưng cho môi trường C_i ($i = 1, 2, \dots, n$) với các giá trị C_{i0} theo TCCP (đối với mỗi nước có TCCP riêng).

Dựa vào các số liệu điều tra, khảo sát, đo đạc, phân tích nhanh hoặc trong phòng thí nghiệm, hoặc tính toán từ các mô hình để thu được dãy số liệu C_i tại các điểm không gian \vec{r}_j ứng với một thời điểm t , sau đó lập các bất đẳng thức $C_i \leq C_{i0}$, hoặc $C_i > C_{i0}$ để từ đó suy ra chất lượng môi trường tại các điểm \vec{r}_j là tốt, trung bình hay xấu.

Phương pháp này có ưu điểm lập được bảng ma trận chi tiết cho từng yếu tố C_i so với C_{i0} . Tuy nhiên nó không thể mô tả được bức tranh tổng quát, khó phân tích, đánh giá và nhận xét chung cho những nhóm yếu tố $C_j \in C_i$ biến đổi trên miền không gian khảo sát. Đặc biệt không thuận lợi trong việc mô tả bức tranh đánh giá chất lượng môi trường tổng hợp dưới dạng các biểu đồ và đồ thị.

3.6.2. Phương pháp chỉ tiêu tổng hợp đánh giá chất lượng môi trường thành phần

Phương pháp này được ứng dụng để đánh giá tổng hợp đối với chất lượng môi trường thành phần từ những năm 80 (Liên Xô, Canada, Đức, Mỹ v.v...), ngày càng được phát triển, ứng dụng rộng rãi trên thế giới. Tư tưởng chủ đạo của phương pháp này là xem ở một điểm không gian khảo sát chịu tác động đồng thời bởi n chất có giá trị C_i và vì vậy tiêu chí đánh giá chất lượng môi trường tại mỗi điểm \vec{r}_j ứng với thời điểm t được biểu thị bằng một chỉ tiêu tổng hợp P , xác định bởi công thức sau [45]:

$$P = \sum_{i=1}^n \frac{C_i}{C_{i0}} = \sum_{i=1}^n q_i \quad (3.75)$$

Trong đó:

$$q_i = \frac{C_i}{C_{i0}} \quad - \text{Trị số tương đối của chất } i. \text{ Nó là đại lượng vô thứ nguyên,}$$

còn gọi là hệ số ô nhiễm của chất i .

C_i – Giá trị của chất i được xác định từ dãy số liệu đo đạc, phân tích thực tế, hoặc tính toán từ mô hình.

C_m – Giá trị giới hạn cho phép của chất i theo TCCP được xây dựng riêng của mỗi nước.

Dựa vào từng nhóm chất q , hoặc cả tổ hợp chất q , mà mỗi nước xây dựng một chỉ tiêu giới hạn cho phép (TCCP) tổng hợp P_q tương ứng. Sau đó lại sử dụng các bất đẳng thức $P \leq P_q$ hoặc $P > P_q$ để đánh giá chất lượng môi trường tốt, trung bình hoặc xấu.

Phương pháp này có ưu điểm hơn phương pháp truyền thống ở các khía cạnh sau:

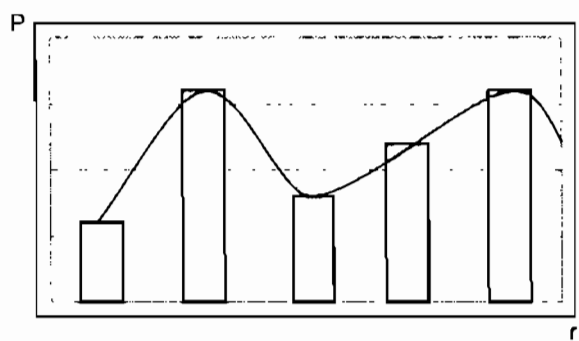
- So sánh được chất lượng môi trường ở điểm \vec{r}_i với các điểm \vec{r}_{i+1} , \vec{r}_{i+2} , ..., \vec{r}_n .

- Lập được các biểu đồ hoặc các đồ thị biểu diễn sự biến đổi của P theo \vec{r}_i .

- Dễ nhận xét, phân tích đánh giá về bức tranh phân bố tổng quát của chất lượng môi trường trên miền không gian khảo sát tại thời điểm t .

- Thuận lợi trong việc xây dựng các bản đồ hiện trạng môi trường thành phần nói riêng và tổng hợp nói chung, đảm bảo độ tin cậy và tối ưu về mặt kinh tế. (Ví dụ, để xây dựng bản đồ hiện trạng môi trường nước bao gồm 30 yếu tố C_i , cần phải xây dựng 30 bản đồ chuyên đề C_i tương ứng, trong khi đó dùng chỉ tiêu tổng hợp P chỉ cần xây dựng 1 bản đồ là đủ).

- Thuận lợi trong việc xây dựng các mô hình tính toán, dự báo chất lượng môi trường tổng hợp.



Hình 3.5. Biểu đồ và đồ thị của p

3.6.3. Phương pháp đánh giá chất lượng môi trường tổng hợp có trọng số

Khi đánh giá chất lượng môi trường tổng hợp bao gồm nhiều môi trường thành phần khác nhau (đất, nước, không khí, hệ sinh thái v.v...) cần phải gán cho mỗi môi trường thành phần một trọng số tương ứng, tùy theo từng bài toán đặt ra.

Ví dụ như trong bài toán quy hoạch môi trường vùng, cần phải xác lập tầm quan trọng của mỗi môi trường thành phần và thứ tự ưu tiên để gán trọng số thích hợp. Khi đó, chỉ tiêu đánh giá tổng hợp tương đương với chỉ số EQI đang được sử dụng rộng rãi trên thế giới có dạng sau [46]:

$$EQI = \sum_{i=1}^n W_i P_i = W_1 P_1 + W_2 P_2 + \dots + W_n P_n \quad (3.76)$$

Ở đây: P_i là các môi trường thành phần; W_i là các trọng số tương ứng của P_i .

Việc xác định các trọng số của W_i dựa trên cơ sở khoa học và đảm bảo tính khách quan chỉ có thể tiến hành bằng con đường mô hình hoá, nhưng vấn đề này quá phức tạp, hiện nay vẫn chưa có lời giải hữu hiệu. Thay vào đó người ta thường dùng phương pháp chủ quan gán trọng số W_i bằng cách cho điểm theo mức độ ưu tiên và tầm quan trọng của từng môi trường thành phần P_i .

3.6.4. Cải tiến phương pháp đánh giá chất lượng môi trường thành phần trong điều kiện Việt Nam [21, 22]

Như đã trình bày ở mục 3.6.2 về phương pháp chỉ tiêu tổng hợp đánh giá chất lượng môi trường thành phần đang được sử dụng rộng rãi ở các nước trên thế giới. Khi áp dụng phương pháp này vào Việt Nam (tức là áp dụng công thức 3.75) gặp một khó khăn là chưa có TCCP Việt Nam P_{i0} cho P_i . Vì lẽ đó, để khắc phục hạn chế nêu trên, GS. Phạm Ngọc Hồ cải tiến công thức (3.75) bằng cách thay thế chỉ tiêu P bởi chỉ tiêu trung bình \bar{P} được trình bày như sau:

Giả sử trên miền không gian khảo sát D ở thời điểm t có một dãy số C_i thực nghiệm hoặc tính toán từ mô hình :

$C_1, C_2, C_3, \dots, C_n \in D$, D là miền không gian khảo sát.

Lập các tỷ số : $\frac{C_1}{C_{10}}, \frac{C_2}{C_{20}}, \dots, \frac{C_n}{C_{n0}}$

Hay $q_1 = \frac{C_1}{C_{10}}, q_2 = \frac{C_2}{C_{20}}, \dots, q_n = \frac{C_n}{C_{n0}}$

Ký hiệu và tên gọi các đại lượng q_i , C_i , C_{i0} như ở mục 3.6.2.

Tách trong tập hợp n các trị số q_i thành 2 nhóm:

Nhóm 1 gồm m trị số tương đối $q_i = \frac{C_i}{C_{i0}} \leq 1$ (nhóm chất có giá trị \leq TCCP).

Nhóm 2 gồm k trị số tương đối $q_i = \frac{C_i}{C_{i0}} > 1$ (nhóm chất có giá trị $>$ TCCP).

Trong đó: $m + k = n$.

Khi đó viết dưới dạng tường minh ta có:

$$\left. \begin{array}{l} 0 \leq q_1 \leq 1 \\ 0 \leq q_2 \leq 1 \\ \dots \\ 0 \leq q_m \leq 1 \end{array} \right\} \quad (3.77)$$

Cộng 2 vế của hệ (3.77) ta được:

$$0 \leq q_1 + q_2 + \dots + q_m \leq m$$

$$\text{Hay} \quad 0 \leq \frac{q_1 + q_2 + \dots + q_m}{m} \leq 1 \quad (3.78)$$

Vế trái của (3.78) chính là giá trị trung bình của m trị số tương đối q_i :

$$0 \leq P = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m q_i \leq 1 \quad (3.79)$$

Tương tự đối với nhóm 2 ta có hệ bất đẳng thức sau:

$$\left. \begin{array}{l} q_1 > 1 \\ q_2 > 1 \\ \dots \\ q_k > 1 \end{array} \right\} \quad (3.80)$$

Cộng 2 vế của (3.80) ta được:

$$q_1 + q_2 + \dots + q_k > k$$

$$\text{Hay} \quad P = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k q_i > 1 \quad (3.81)$$

Như vậy, việc đánh giá chất lượng môi trường tại các điểm \vec{r}_i ở các thời điểm t được thể hiện bằng 2 chỉ tiêu đồng thời – đó là các chỉ số trung bình P (đặc trưng cho nhóm 1 – chưa gây ô nhiễm môi trường) và $\overline{P^*}$ (đặc trưng cho nhóm 2 – nhóm gây ô nhiễm môi trường bởi k chất).

Để so sánh chất lượng môi trường (CLMT) ở hai điểm A và B bất kỳ, do vai trò của A và B ngang nhau, nên chỉ cần xét một trong tám bất đẳng thức sau là đủ:

1. Nếu $P_A \leq P_B < 1$ – CLMT ở điểm A tốt hơn ở điểm B. Dấu = xảy ra thì CLMT A và B tốt như nhau.
2. Nếu $P_A = P_B = 1$ – CLMT A và B ở mức trung bình.
3. Nếu $\overline{P_A^*} \geq \overline{P_B^*} > 1$ – CLMT A xấu hơn B.
Dấu = xảy ra thì A và B xấu như nhau.
4. Nếu $\begin{cases} \overline{P_A} \leq 1 \\ \overline{P_B^*} > 1 \end{cases}$ – CLMT B xấu hơn A.
5. Nếu $\begin{cases} \overline{P_A} \leq \overline{P_B} \leq 1 \\ \overline{P_B^*} > 1 \end{cases}$ – CLMT B xấu hơn A.
6. Nếu $\begin{cases} \overline{P_A} \leq \overline{P_B} \leq 1 \\ \overline{P_A^*} > 1 \end{cases}$ – CLMT ở A xấu hơn B.
7. Nếu $\begin{cases} \overline{P_A} \leq \overline{P_B} \leq 1 \\ \overline{P_A^*} \geq \overline{P_B^*} > 1 \end{cases}$ – CLMT ở A xấu hơn B.
Dấu = xảy ra thì A và B xấu như nhau.
8. Nếu $\begin{cases} \overline{P_A} \leq \overline{P_B} \leq 1 \\ \overline{P_B^*} \geq \overline{P_A^*} > 1 \end{cases}$ – CLMT ở B xấu hơn A.
Dấu = xảy ra thì A và B xấu như nhau.

Ghi chú:

– Tốt tương ứng với chất lượng môi trường chưa bị ô nhiễm, các chất có giá trị < tiêu chuẩn cho phép (TCCP).

– Trung bình tương ứng các chất có giá trị bằng TCCP.

– Xấu tương ứng với chất lượng môi trường bị ô nhiễm bởi các chất có giá trị lớn hơn TCCP.

Để đồng nhất với quy ước nêu trên về thang đánh giá tốt, trung bình và xấu, khi tính toán các trị số q_i đối với chất có giá trị $C_i > C_{i_0}$ (TCCP) là tốt,

cần phải tính trị số nghịch đảo $q_i = \frac{C_{i_0}}{C_i} < 1$ nếu $C_i > C_{i_0}$ và $q_i = \frac{C_{i_0}}{C_i} > 1$ nếu

$C_i < C_{i_0}$ (ví dụ đối với DO trong nước mặt), hoặc TCCP nằm trong khoảng

$a \leq C_i \leq b$ thì $q_i = \frac{a}{C_i} > 1$ nếu $C_i < a$; $q_i = \frac{C_{i_0}}{C_i} = 1$ nếu $C_{i_0} \in [a, b]$ và

$q_i = \frac{C_i}{b} > 1$ nếu $C_i > b$ (ví dụ đối với độ pH trong nước mặt).

Điều kiện để áp dụng các bất đẳng thức trên rất nghiêm ngặt về m chất có trị số $q'_i \leq 1$ và k chất có $q''_i > 1$, sao cho $m + k = n$ (điều kiện đồng nhất về số chất khảo sát).

Trong trường hợp tại hai điểm A và B có số chất k khác nhau (số chất không bằng nhau), nếu áp dụng $\overline{P^*}$ có thể sẽ dẫn đến kết quả không phù hợp trong thực tế. Chẳng hạn, ở điểm A có $k = 3$ (3 chất có trị số tương đối > 1) với $q''_1 = 1,1$; $q''_2 = 1,3$; $q''_3 = 1,5$; ở điểm B có $k = 1$ (chỉ có 1 chất) với $q''_1 = 1,6$. Nếu lấy trung bình theo nhóm, ta được:

$$\overline{P^*}_A = \frac{1,1 + 1,3 + 1,5}{3} = 1,3$$

$$\overline{P^*}_B = 1,6$$

Từ đây suy ra chất lượng môi trường ở B xấu hơn A. Điều này không phù hợp với cơ chế vật lý: tăng nồng độ chất ô nhiễm ($> \text{TCCP}$) ở điểm A thì CLMT ở A lại xấu ít hơn ở điểm B (vì chỉ có 1 chất $> \text{TCCP}$, trong khi ở điểm A có 3 chất lớn hơn TCCP). Để khắc phục điều này, cần phải thay phép lấy trung bình $\overline{P^*}$ bằng phép lấy tổng $P^* = \sum_{i=1}^k q''_i$. Áp dụng vào ví dụ trên ta có:

$$P^*_A = 1,1 + 1,3 + 1,5 = 3,9$$

$$P^*_B = 1,6$$

Khi đó thấy rõ chất lượng môi trường ở A xấu hơn B (điều này phù hợp với thực tế và không mâu thuẫn về ý nghĩa vật lý).

Khi sử dụng phương pháp này để xây dựng bản đồ ta sẽ có một hệ thống các đường đẳng trị (các đường đồng mức) P biến đổi từ $0 - 1$ và $P' > 1$. Tập hợp các đường đẳng trị này sẽ mô tả được bức tranh tổng quát về chất lượng môi trường trên phạm vi không gian khảo sát ứng với thời điểm t .

3.7. DỰ BÁO MỨC ĐỘ Ô NHIỄM TIẾNG ỒN GIAO THÔNG [1, 11]

Tác động của tiếng ồn đối với con người và môi trường sống đang ngày càng được quan tâm mặc dù những tác động đó vẫn còn chưa được biết một cách đầy đủ và chính xác. Ở những đô thị lớn, thường có bốn nguồn chính gây ra tiếng ồn, đó là máy bay, các hoạt động công nghiệp, xây dựng và giao thông.

Tiếng ồn được tạo ra từ các tuyến đường chính và các đường cao tốc là cả một vấn đề lớn và rất khó giải quyết, đặc biệt là khi Chính phủ các nước phát triển tiến hành các chương trình khống chế và kiểm soát tiếng ồn của các phương tiện giao thông đường bộ, người ta mới thấy hết được sự phức tạp của vấn đề.

Phương pháp dự báo mức ồn chung của dòng xe

Mức ồn của dòng xe thường không ổn định (thay đổi rất mạnh theo thời gian) và phụ thuộc vào nhiều yếu tố như lưu lượng xe, loại xe, đặc điểm đường và địa hình xung quanh, v.v... Vì vậy, người ta thường dùng trị số mức ồn tương đương trung bình tích phân trong một khoảng thời gian để đánh giá mức ồn của dòng xe.

Để dự báo mức ồn tương đương trung bình của dòng xe người ta sử dụng công thức sau:

$$L_{eq} = L'_{eq} + \Sigma \Delta L_{eqi} \text{ (dB)} \quad (3.82)$$

Trong đó:

L_{eq} – Mức ồn tương đương trung bình của dòng xe (ở độ cao 1,5m và cách trục dòng xe 7,5m).

L'_{eq} – Mức ồn tương đương trung bình của dòng xe ở độ cao 1,5m và cách trục dòng xe 7,5m trong điều kiện chuẩn (xe chạy trên đoạn đường thẳng và bằng phẳng, khi dòng xe có 60% xe tải và xe khách với vận tốc chạy trung bình là 40km/h).

$\Sigma \Delta L_{eqi}$ – Tổng các số hiệu chỉnh cho các trường hợp khác với các điều kiện chuẩn sau:

– Tăng hoặc giảm 10% lượng xe tải hoặc xe khách thì: $\Sigma \Delta L_{eqi} = \pm 0,8\text{dB}$.

- Tăng hoặc giảm tốc độ xe chạy trung bình $\pm 10\text{km/h}$ thì $\Sigma\Delta L_{\text{eq}} = \pm 1,5\text{dB}$.
- Tăng hoặc giảm độ dốc của đường $\pm 2\%$ thì $\Sigma\Delta L_{\text{eq}} = \pm 1\text{dB}$.
- Trên đường phố có tàu điện chạy thì $\Sigma\Delta L_{\text{eq}} = \pm 3\text{dB}$.
- Khi đường phố có chiều rộng trên 60m thì $\Sigma\Delta L_{\text{eq}} = -2\text{dB}$.

Bảng 3.7. Mức ồn tương đương trung bình (L'_{eq}) của dòng xe ở điều kiện chuẩn

Lưu lượng dòng xe (xe/giờ)	Mức ồn L'_{eq} (dB)	Lưu lượng dòng xe (xe/giờ)	Mức ồn L'_{eq} (dB)
40	68	700	75
50	68.5	900	75,5
60	69	1.000	76
80	69.5	1.500	77
100	70	2.000	77,5
150	71	3.000	78,5
200	72	4.000	79
300	73	5.000	80
400	73.5	10.000	81
500	74		

3.8. PHƯƠNG PHÁP XỬ LÝ, ĐỒNG NHẤT CHUỖI SỐ LIỆU [15]

3.8.1. Hiệu chỉnh số liệu đo đạc bằng các thiết bị thông dụng theo số liệu quan trắc tự động

Số liệu đo đạc tại các vị trí khảo sát khác nhau có thể tiến hành trên những thiết bị khác nhau (tính năng, độ chính xác khác nhau v.v...). Vì vậy, số liệu thu được cần được xử lý, hiệu chỉnh theo một thiết bị quan trắc được xem là *đúng tin cậy nhất*. Trong điều kiện hiện nay, các trạm quan trắc tự động được trang bị những thiết bị có quán tính nhỏ, độ chính xác cao ghi được liên tục sự biến thiên của các yếu tố môi trường không khí theo khoảng thời gian từ một vài phút đến hàng giờ là cơ sở thuận lợi cho việc phân tích, xử lý thống kê chuỗi số liệu theo thời gian. Vì vậy, để có được chuỗi số liệu

tính toán các đặc trưng biến đổi của các yếu tố môi trường không khí mang tính đồng nhất, bài toán đặt ra trước tiên cần phải làm là lập công thức hiệu chỉnh số liệu đo được ở các địa điểm thuộc mạng lưới monitoring bằng thiết bị thông dụng theo số liệu quan trắc và phân tích tự động.

Phương pháp luận để lập các đường cong hiệu chỉnh được tiến hành như sau:

Gọi y là các giá trị quan trắc được tại trạm ghi cố định, còn x là các giá trị đo được theo thiết bị thông dụng ở các thời điểm tương ứng cùng với y . Khi đó, cần tìm hàm số biểu thị mối quan hệ $y = f(x)$. Dựa vào các số liệu đo đạc đồng thời ứng với $t = 1, 2, 3, \dots, 24$ giờ, sau đó biểu diễn các giá trị (y, x) đo được trên hệ toạ độ xOy để có được các đường cong thực nghiệm. Nếu số đo theo các thiết bị thông thường trùng với số đo theo thiết bị tự động thì $y = x$. Trên thực tế các số đo đối sánh có khác nhau nên việc hiệu chỉnh sai số được thiết lập bằng mối quan hệ tuyến tính: $y = a.x + b$. Việc xác định các hệ số a, b để xây dựng công thức hiệu chỉnh được đánh giá theo tiêu chuẩn thống kê quen thuộc:

$$R^2 = 1 - \frac{SSE}{SST} \quad (3.83)$$

$$\text{Trong đó, } SSE = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \text{ và } SST = \left(\sum_{i=1}^n (y_i^2) \right) - \frac{\left(\sum_{i=1}^n y_i \right)^2}{n}$$

Theo công thức (3.83), $R^2 = 0 - 1$, do vậy R^2 càng tiến gần đến 1 thì độ tin cậy của hàm hồi quy tuyến tính càng cao. Vì vậy, R^2 còn được gọi là hệ số tương quan hồi quy tuyến tính.

Kết quả tính toán của các hàm hiệu chỉnh đối với các chất TSP, CO, SO₂ và NO_x dựa trên số liệu thực nghiệm đo đạc đối chứng được trình bày ở bảng 3.8.

Bảng 3.8. Công thức hiệu chỉnh số liệu

Thông số (mg/m ³)	Công thức hiệu chỉnh	Độ tin cậy hồi quy
SO ₂	$y = 0,6020x - 0,0031$	$R^2 = 0,9791$
NO ₂	$y = 1,1450x - 0,0081$	$R^2 = 0,9490$
CO	$y = 1,5284x - 0,5807$	$R^2 = 0,9751$
Bụi lơ lửng tổng số (TSP)	$y = 1,0766x - 0,0255$	$R^2 = 0,9786$

Ghi chú: y – Số liệu trạm tự động; x – Số liệu quan trắc theo thiết bị thông dụng).

3.8.2. Phương pháp xử lý và đánh giá tính đồng nhất của chuỗi số liệu

1. Sử dụng công thức hiệu chỉnh đã trình bày ở bảng 3.8, tiến hành hiệu chỉnh các số liệu đo được ở các địa điểm khảo sát theo số liệu quan trắc tự động.

2. Các số liệu đo đạc bằng các thiết bị thông dụng tiến hành theo các khoảng thời gian trung bình tại các điểm không gian khác nhau (các điểm thuộc mạng lưới monitoring) cũng không nhất quán (trung bình 1 giờ, 2 giờ, v.v...). Vì vậy, để tận dụng các số liệu này làm giàu chuỗi số liệu phục vụ cho việc tính toán các đặc trưng thống kê của các yếu tố môi trường không khí, cần phải chuyển hóa các số liệu đó theo TCVN ứng với các khoảng thời gian trung bình thích hợp (ví dụ đối với bụi TCVN để đối sánh là trung bình 1 giờ, 8 giờ và 24 giờ). Cơ sở để chuyển hóa các số liệu này là dựa vào công thức dự báo nồng độ chất ô nhiễm lấy trung bình theo khoảng thời gian τ được trình bày như sau:

Hiện nay ở một số nước trên thế giới đang sử dụng công thức dự báo thống kê kinh nghiệm do các tổ chức khí tượng và Y học Thế giới công nhận [43]. Việc sử dụng công thức này nhằm chủ yếu hai mục đích:

- Chuyển đổi các số liệu quan trắc về nồng độ trung bình giờ sang số liệu quan trắc 8 giờ, 24 giờ v.v...

- Tham số hoá các hệ số lũy thừa α theo khoảng thời gian τ để dự báo giá trị nồng độ trung bình $C(t)$ theo giá trị trung bình đo được C_0 .

Phương trình dự báo thống kê kinh nghiệm có dạng sau:

$$C(x, y, z, t) = C_0(x, y, z, t_0) \left(\frac{t}{t_0} \right)^\alpha \quad (3.84)$$

Trong đó: C , C_0 là các giá trị nồng độ chất ô nhiễm tại điểm (x, y, z) lấy trung bình theo thời gian t và t_0 .

Tham số α phụ thuộc vào vị trí địa lý, tức là phụ thuộc vào điều kiện thời tiết, địa hình của khu vực nghiên cứu. Vì vậy, khi ứng dụng công thức trên để thiết lập công thức tính toán dự báo nồng độ chất ô nhiễm theo thời gian lấy trung bình đặc trưng cho một khu vực nghiên cứu có bán kính hẹp (100m đến một vài km), cần tiến hành tham số hoá hệ số α theo quy luật biến đổi của khí hậu (các mùa xuân, hạ, thu, đông) ứng với khoảng thời gian τ , nghĩa là $\alpha = \alpha(\tau)$. Chẳng hạn, việc xây dựng các đường cong $\alpha(\tau)$ dựa vào

số liệu quan trắc liên tục của các trạm phân tích và quan trắc chất lượng không khí tự động cố định đặt tại Đại học Xây dựng (đặc trưng cho phía Nam thành phố Hà Nội), Đại học Khoa học Tự nhiên (đặc trưng cho phía Tây Nam thành phố), trạm Lạc Long Quân (đặc trưng cho phía Tây Bắc thành phố) và trạm Nam Thăng Long (đặc trưng cho khu vực Nam Thăng Long) được tiến hành như sau [15]:

Logarit cơ số e cả hai vế của phương trình (3.84) ta được:

$$\ln C = \ln C_0 + \alpha \ln \left(\frac{t_0}{t} \right) \Leftrightarrow \alpha = \frac{\ln C - \ln C_0}{\ln \frac{t_0}{t}} = \frac{\ln \left(\frac{C}{C_0} \right)}{\ln \left(\frac{t_0}{t} \right)} \quad (3.85)$$

Nếu coi nồng độ chất ô nhiễm $C(x,y,z,t)$ tại một điểm không gian (x, y, z) cố định như một quá trình ngẫu nhiên, khi đó để khảo sát tính khả biến của α theo khoảng thời gian lấy trung bình τ ta có công thức sau:

$$\alpha_i(k\tau_0) = \frac{1}{n-k} \sum_{i=1}^{n-k} \frac{\ln \left(\frac{C_{i+k}}{C_{0i}} \right)}{\ln \left(\frac{t_{0i}}{t_{i+k}} \right)} \quad (3.86)$$

Trong đó, $\tau = \Delta t = k\tau_0$.

Giá trị trung bình số mũ α :

$$\bar{\alpha} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \alpha_j \quad (3.87)$$

Trong các công thức trên:

α_j – Các giá trị của số mũ α tính được từ dãy số liệu quan trắc nồng độ chất ô nhiễm C tại trạm cố định.

n – Tổng các giá trị mẫu C_i .

m – Tổng các giá trị α_j (trong ngày, tháng, mùa).

$\tau = k\tau_0$ ($k = 1, 2, 3, \dots, n-1$): τ_0 ở đây đã chọn bằng 1^h (theo số liệu quan trắc từng giờ trong ngày).

$i = 1, 2, 3, \dots, n-k$.

Do số mũ α trong phương trình tính nồng độ các chất ô nhiễm không khí phụ thuộc vào khoảng thời gian trung bình τ , do đó để khảo sát kết quả dự báo ta cũng tiến hành lấy một chuỗi các số liệu đo đạc thực tế để đối sánh với các số liệu tính toán dự báo theo công thức (3.84).

Đánh giá kết quả thu được của công thức dự báo:

Trong thực tế, các giá trị nồng độ chất ô nhiễm quan trắc được chỉ quy toán ứng với các thời điểm trung bình sau một khoảng thời gian τ nhất định. Vì vậy, sau khi áp dụng công thức dự báo kết quả thu được một tập hợp các giá trị $C(t)$ là một chuỗi số liệu rời rạc, do đó ta sử dụng khái niệm sai số bình phương trung bình tương đối thống kê, giá trị này được xác định bởi công thức quen thuộc sau:

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(C_{i(db)} - C_{i(t)})^2}{\sigma_{i(t)}^2} \quad (3.88)$$

Trong đó:

n – Tổng các số liệu dự báo được tiến hành so sánh kết quả.

$C_{i(db)}$ – Giá trị nồng độ dự báo.

$C_{i(t)}$ – Giá trị nồng độ thực đo.

$\sigma_{i(t)}^2$ – Phương sai của $C_i(t)$.

ε^2 – Sai số bình phương trung bình tương đối của phép dự báo.

Bảng giá trị α_j và $\bar{\alpha}$ xác định bởi công thức (3.86), (3.87) đã được tính toán dựa trên dãy số liệu quan trắc liên tục của 4 trạm quan trắc tự động và 9 trạm quan trắc môi trường trên địa bàn Thành phố Hà Nội. Đánh giá độ tin cậy của công thức (3.84) và các giá trị α_j và $\bar{\alpha}$ theo công thức (3.88) được trình bày trong [15], kết quả cho thấy đạt được độ chính xác cao. Để thuận lợi cho việc sử dụng công thức chuyển đổi nồng độ trung bình $C(t)$ theo $t = 1^h, 8^h, 24^h$ ứng với các mùa trong năm, chúng tôi đã lập các giá trị trung bình α cho các yếu tố môi trường SO_2, NO_x, CO, O_3 , bụi,... ứng với 4 mùa trong năm được trình bày ở bảng 3.9.

Sử dụng bảng 3.9 và công thức (3.84) ta có thể tính toán chuyển đổi giá trị ban đầu đo đạc được C_0 sang giá trị C lấy trung bình theo thời gian $t = 1$ giờ, 8 giờ, 24 giờ.

**Bảng 3.9. Các giá trị trung bình α của các yếu tố môi trường
SO₂, NO_x, CO, O₃, bụi trong năm**

Bụi				
α	Mùa xuân	Mùa hạ	Mùa thu	Mùa đông
α_{1h}	0,034	0,294	0,475	- 0,650
α_{8h}	- 0,340	- 0,214	0,530	0,106
α_{24h}	- 0,217	- 0,189	0,566	0,675
CO				
α_{1h}	0,227	0,038	0,107	- 0,568
α_{8h}	- 0,001	- 0,089	- 0,108	- 0,454
α_{24h}	0,057	0,021	0,029	0,051
NO_x				
α_{1h}	0,066	0,664	- 0,815	- 0,346
α_{8h}	0,318	0,505	0,846	0,401
α_{24h}	- 0,187	0,585	- 0,480	0,101
SO₂				
α_{1h}	0,882	0,262	0,665	0,550
α_{8h}	0,744	0,090	0,047	- 0,575
α_{24h}	0,959	0,026	- 0,342	- 0,404
O₃				
α_{1h}	0,113	0,070	- 0,040	0,054
α_{8h}	0,123	- 0,069	- 0,099	- 0,066
α_{24h}	- 0,008	- 0,115	0,000	- 0,190

3. Các số liệu tự ghi ở các trạm tự động cố định có thể đứt đoạn, trong trường hợp số liệu đứt đoạn không lớn (một vài giá trị) cách nhau một khoảng thời gian không lớn có thể tiến hành xử lý thô bằng phương pháp nội suy đơn giản ($x_i = (x_1 + x_4)/2$). Nếu khoảng đứt đoạn số liệu quá lớn thì việc tiến hành phân tích, tính toán không được thực hiện theo tính Egodic mà phải tiến hành trung bình hoá theo tập hợp các thể hiện.

4. Kết hợp việc xử lý thô và định lượng theo ba phương pháp như trên ta sẽ có một chuỗi số liệu đồng nhất để phục vụ cho việc phân tích, đánh giá chất lượng môi trường không khí đạt được độ chính xác cao và đáng tin cậy.

CÂU HỎI ÔN TẬP CHƯƠNG 3

1. Nêu các định nghĩa về ô nhiễm môi trường không khí. Phân tích và chỉ rõ ưu, nhược điểm của các cách tiếp cận khác nhau trong các định nghĩa. Cách tiếp cận nào có tính khả thi áp dụng vào thực tế?
2. Phân loại các nguồn gây ô nhiễm và các chất ô nhiễm môi trường không khí.
3. Trình bày các yếu tố ảnh hưởng đến quá trình khuếch tán và lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí.
4. Thiết lập phương trình vi phân cơ bản mô tả quá trình lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí. Phương pháp khép kín phương trình và thiết lập các điều kiện phụ (điều kiện biên và ban đầu). Ý nghĩa của các điều kiện phụ.
5. Trình bày các lời giải của phương trình vi phân cơ bản đã được đơn giản hoá bao gồm:
 - Mô hình Berliand đối với nguồn điểm.
 - Mô hình Sutton và Gaus đối với nguồn điểm.
6. Trình bày mô hình lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí đối với nguồn đường.
7. Trình bày mô hình lan truyền chất ô nhiễm trong môi trường không khí đối với nguồn mặt (mô hình hộp).
8. Trình bày phương pháp cải tiến xác định các tham số khuếch tán rối trong điều kiện khí hậu Việt Nam (định luật parabol và định luật lũy thừa "5/3"). Nêu rõ quy mô thời gian lấy trung bình của các định luật này trong bài toán lan truyền và khuếch tán chất ô nhiễm.
9. Trình bày phương pháp xác định kích thước rối ngang K_0 , mối quan hệ của K_0 với các hệ số khuếch tán suy rộng C_y , C_z của Sutton và các hệ số phát tán σ_y , σ_z của Gauss trong điều kiện khí hậu Việt Nam.
10. Trình bày phương pháp xác định tham số nhám z_0 và chỉ số lũy thừa n trong điều kiện khí hậu Việt Nam.
11. Trình bày phương pháp đánh giá chất lượng môi trường không khí theo chỉ tiêu riêng lẻ (phương pháp truyền thống) và theo chỉ tiêu tổng hợp. Phân tích ưu, nhược điểm của 2 phương pháp trên.

12. Trình bày phương pháp cải tiến đánh giá chất lượng môi trường không khí theo chỉ tiêu tổng hợp phù hợp với hệ thống TCVN. Chỉ rõ tính ưu việt và tối ưu về mặt kinh tế trong việc xây dựng bản đồ chất lượng không khí khi sử dụng phương pháp này.

13. Trình bày phương pháp dự báo mức độ ô nhiễm tiếng ồn do các phương tiện giao thông gây ra.

14. Trình bày phương pháp xử lý, đồng nhất chuỗi số liệu quan trắc không khí theo thiết bị tự động (trạm quan trắc phân tích chất lượng không khí tự động - cố định) và thiết bị thông dụng (xách tay).